

I. Teil: Beschreibung des Untersuchungsgebietes

1. Umgrenzung und Gliederung

Als ich den Plan zur Verwirklichung dieser Arbeit faßte, schwebte mir zunächst als *Ergänzung* meiner in den mittleren Hohen Tauern durchgeführten Untersuchungen die Bearbeitung eines Querprofils der Ostalpen vor, in welchem die Auswirkungen der geologischen, bodenkundlichen, klimatischen und vegetationsmäßigen Unterschiede zwischen den verschiedenen Zonen der Alpen vom Nordrande des Gebirges bis in den zentralen Gebirgskern auf die Tierwelt sichtbar werden sollten. Es war nahelegend, dieses Profil so zu legen, daß die zu untersuchenden Gegenden von meiner Arbeitsbasis, Admont im steirischen Ennstal, aus möglichst rasch erreicht werden konnten. Dies war dann gegeben, wenn das Gebiet beiderseits des mittleren Ennstales einerseits nordwärts bis zum Alpenvorland und andererseits südwärts bis zur inneralpinen Talfurche des oberen Murtales bearbeitet wurde. Diesem Gebiete widmete ich denn auch in den ersten Arbeitsjahren ganz überwiegend meine Aufmerksamkeit, erkannte aber, je weiter ich in die Probleme eindrang, um so klarer, daß bei einer so engen und willkürlichen Umgrenzung des bearbeiteten Gebirgsausschnittes viele Probleme nur ungenügend oder gar nicht gelöst werden könnten. Vor allem zeigte es sich, daß nicht nur in einem Nord-Süd-Schnitt, sondern ebenso auch in einem West-Ost-Profil bedeutende klimatisch, edaphisch und quartärgeschichtlich bedingte Unterschiede in der Zusammensetzung der Tierwelt auftreten und daß die Erfassung der in der einen Richtung vorhandenen Verschiedenheiten bei völliger Vernachlässigung der in der anderen Richtung bestehenden zu wenig befriedigenden Resultaten führen müßte. Ich weitete daher das Arbeitsgebiet allmählich nach Westen und Osten aus und fand schließlich im Westen an der unteren Salzach, im Osten erst am Alpenostrand, eine einigermaßen natürliche Grenze. So kam es, daß schließlich ein recht bedeutender Teil der Nordostalpen Berücksichtigung fand, wobei allerdings das ursprünglich ins Auge gefaßte Gebiet intensiver bearbeitet erscheint als die erst später einbezogenen, vom Arbeitszentrum weiter entfernten und vielfach schwer erreichbaren Gebirgsteile.

Die Umgrenzung des nunmehr erfaßten Alpenausschnittes ist folgende. Im Westen habe ich die Talfurche der Salzach von Salzburg aufwärts bis Bischofshofen gewählt, von da die Talfurche, welche die Bahnlinie von Bischofshofen ostwärts bis Radstadt benützt. Von hier aus folgt die Grenze der Tauernstraße südwärts über den Radstädter Tauern in den Lungau. Nunmehr bildet das Murtal ostwärts bis Knittelfeld die Südgrenze, die weiter über die Gleinalpe ins Grazer Becken und zum Alpenostrand verläuft. Sie folgt dann dessen unregelmäßigem Verlauf, schließt noch den weit ostwärts bis ins ungarische Staatsgebiet vorgeschobenen Geschriebenstein samt der an diesen im Norden anschließenden „Buckligen Welt“ und dem Leithagebirge ein und kehrt dann an die Bruchlinie am Westrande des inneralpinen Wiener Beckens zurück. Sie folgt dann dem Bruchrande nordwärts bis an die Donau und folgt von dort dem Nordrande des Gebirges westwärts bis zur angegebenen westlichen Grenzlinie. Das nördliche und östliche Alpenvorland wurden im faunistischen Teile der Arbeit in dem Maße berücksichtigt, als von dort Belegmaterial zur Verfügung stand.

Es ist mir natürlich bewußt, daß die beschriebene Grenze, besonders im Westen im Gebiete des Radstädter Tauern und im Süden im Gleinalpengebiet, eine künstliche ist. Dieser Mißstand wäre aber auch bei einer anderen Grenzföhrung unvermeidlich gewesen, es sei denn, man hätte die gesamten Ostalpen einbezogen und die Arbeit damit von vornherein dazu verurteilt, niemals zum Abschluß gebracht werden zu können. Das Gebiet ist auch so in Anbetracht der Beschränktheit menschlicher Leistungsfähigkeit noch ausgedehnt genug, ein Umstand, der im verschiedenen Grade der Intensität, mit der seine Teile erforscht wurden, im folgenden nachteilig zum Ausdruck kommen wird, aber auch den Vorteil in sich schließt, endlich einmal auf einer einigermaßen soliden Basis weiträumige biologische Vergleiche anstellen zu können. Die nachteiligen Wirkungen zwangsläufig künstlicher Grenzziehung sollen im übrigen dadurch nach Möglichkeit herabgemindert werden, daß im faunistischen Teile unweit außerhalb des Gebietes gelegene Funde miterwähnt und bei den biozönotischen Erörterungen die Verhältnisse in den Nachbargebieten andeutungsweise berücksichtigt werden.

In Anbetracht der Ausdehnung und Vielgestaltigkeit ist eine Untergliederung des behandelten Alpensektors in gleichförmigere, in sich möglichst homogene Teilgebiete erforderlich. Nur auf Grund einer solchen können im faunistischen Teile des Werkes die Fundortangaben bei den einzelnen Arten geographisch übersichtlich geordnet und später die biozönotischen, tiergeographischen und produktionsbiologischen Verhältnisse nach einem einheitlichen geographischen Schema behandelt werden. Nach reiflicher Überlegung hat sich die folgende geographische Gliederung des Gebietes als die zweckmäßigste erwiesen.

1. Das nördliche Alpenvorland (N. VI.). Es gehört nicht mehr zu den Alpen, steht mit diesen aber nicht nur geographisch und geologisch, sondern auch faunistisch und zoogeographisch in engem Zusammenhange. Dies war zusammen mit dem Umstand, daß einzelne hier gelegene Orte wie Seitenstetten, Steyr und Kremsmünster infolge des längeren dortigen Aufenthaltes bedeutender Spezialisten faunistisch relativ gut erforscht sind, dafür bestimmend, daß das Vorland in seinem zwischen der Salzach im Westen und dem Wienerwald im Osten gelegenen Teil in beschränktem Maße in den Rahmen dieser Monographie miteinbezogen worden ist. Dies geschah in der Weise, daß nur der schmale unmittelbar am Nordfuß des Gebirges gelegene Vorlandstreifen berücksichtigt wurde, während eine genauere Erforschung seiner gebirgsferneren Teile unterblieb.

2. Die nördlichen Voralpen (N. Va.). Sie stellen einen in sich recht heterogenen Teil des Gebietes dar, der sowohl geologisch wie morphologisch und klimatisch recht verschiedene Landschaften umfaßt. Ich habe daher lange überlegt, eine weitere Unterteilung dieses Sektors vorzunehmen, bin dann aber doch davon abgekommen, da selbst zwischen Flysch und Kalkgebirge keine so scharfen landschaftsmorphologischen Grenzen bestehen, daß es leicht wäre, aus der Literatur und aus Sammlungen gewonnene Verbreitungsdaten richtig einzuordnen. Unter dem Begriff der nördlichen Voralpen wird daher im folgenden die Gesamtheit der Waldberge verstanden, die aus verschiedenen Gesteinen aufgebaut und zu verschiedener Höhe aufragend zwischen dem Nordalpenrand und den ersten die Waldgrenze überragenden Gipfeln im Süden gelegen sind. Die Südgrenze der nördlichen Voralpen wird demnach von einer Linie gebildet, die vom Schafberg im Westen über das Hölleengebirge, den Traunstein, den Kasberg, das Sengsengebirge, die Voralpe und den Gamsstein, das Hochkar, den Dürrenstein und Ötscher, den Göller und Gipfel zum Hochschneeberg zieht. Nach dieser Umgrenzung bilden die Voralpen im Westen nur einen schmalen Gebirgsstreifen, der an einzelnen Stellen, so vor dem Hölleengebirge und Traunstein, auf wenige Kilometer Breite zusammenschmilzt, während in Niederösterreich stellenweise eine Breite von 40 Kilometern erreicht wird. Die Ostgrenze der nördlichen Voralpen bildet das inneralpine Wiener Becken.

3. Die Kalkhochalpen (K.). Sie umfassen die nördlichen Kalkhochalpen, soweit sie innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen, einschließlich der schon genannten Vorgipfel. Diese werden nach geologischen und geographischen Gesichtspunkten vielfach noch zu den Voralpen gerechnet, was aber für biologische Zwecke nicht empfehlenswert ist. Ihre biologische Zugehörigkeit zu den Kalkhochalpen ergibt sich nicht nur aus dem Vorhandensein auf hochalpine Lagen beschränkter Tiere in ihrem Gipfelbereich, sondern auch aus einer auffällig reicheren subalpinen Fauna, was offenbar eine Folge der vorherrschend steileren Gebirgsformen und tiefer eingeschnittenen, schattigeren Tal-schluchten ist.

4. Die Grauwackenzone (Gr.) schließt im Süden an die Kalkhochalpen an und ist nur an wenigen Stellen von ihr und von den im Süden angrenzenden, überwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Zentralalpen durch Talfurchen morphologisch scharf geschieden. Dagegen wird ihr Verlauf durch die großen Längstäler der Enns, Palten, Liesing, Mur und Mürz angedeutet. Das obere Ennstal abwärts bis Selztal wird zu beiden Seiten von Grauwackenzügen eingesäumt. Dasselbe gilt für den Talzug der Palten und Liesing sowie für das Murtal zwischen St. Michael und Bruck. Auch im Mürzgebiet finden sich die Grauwackengesteine mit den Kalkalpen auf der einen, den kristallinen Höhenzügen und dem Semmeringmesozoikum auf der anderen Seite in unregelmäßigem Verlauf vielfach verzahnt. Infolgedessen ist es oft schwer, ja gelegentlich völlig unmöglich zu unterscheiden, ob es sich bei älteren Angaben in der faunistischen Literatur oder Fundortbelegen älterer Sammlungen um solche handelt, die der Grauwackenzone zugerechnet werden müssen. Es wäre deshalb in mancher Hinsicht bequemer gewesen, die Grauwackenzone einem der benachbarten Gebiete anzugliedern, was sich aber deshalb verbietet, weil sie von diesen durch die Beschaffenheit ihrer Gesteine und Böden sowie durch ihre in vieler Hinsicht eigenartigen biologischen Verhältnisse so stark abweicht, daß sie gesondert behandelt werden muß. Besonders schwierig ist die Abgrenzung der Grauwackenzone im

Osten gegen die östlichen Voralpen. Rechnet man diesen folgerichtig das Semmeringgebiet zu, so müßte man auch noch einen schmalen Gebirgstreifen nördlich der Mur zwischen Bruck und Mürzzuschlag zu den östlichen Voralpen rechnen. Dies ist aber für die Zwecke einer biologischen Gebietsmonographie eine recht unpraktische Begrenzung, so daß wir die geographisch klarere Grenzlinie Mürzzuschlag—Kapellen—Prein—Gloggnitz wählen, wenn sie auch den geologischen Verhältnissen nicht ganz entspricht.

5. Die Zentralalpen (Z.). Diesen im engeren Sinne können im Gebiete nur die Niederen Tauern zugerechnet werden. Dieselben reichen vom Radstädter Tauern im Westen bis zum Zusammenfluß der Liesing und Mur und bilden einen trotz reicher geologischer und morphologischer Gliederung geographisch sehr einheitlichen Gebirgskomplex.

6. Die Täler im Alpeninneren (T.). Die großen, im Inneren des Gebirges verlaufenden Täler stellen wichtige Wanderstraßen für die ins Gebirgsinnere eindringenden gesteinsindifferenten Tierarten dar und besitzen daher eine in vieler Hinsicht von den benachbarten Gebirgsrücken verschiedene Fauna. Aus diesem Grunde werden die großen Talfurche der Enns, Palten, Liesing, Mur und Mürz samt den mit ihnen in Verbindung stehenden Becken von Mitterndorf und Trofaiach sowie des Aichfeldes als Einheit für sich behandelt. Auch die großen, bis in die Kalkhochalpen eindringenden Längstäler der Traun, Steyr samt Nebenflüssen und der Ybbs sind von der ihnen anliegenden Bergwelt so verschieden, daß sie von dieser gesondert hier behandelt werden müssen.

7. Der Gleinalpenzug (Gl.). Der kristalline Stock der Gleinalpe grenzt im Westen und Norden teils an das Murtal, teils an eine schmale, dieses begrenzende Serie von Grauwackengesteinen. Im Südosten ist ihr das Palaeozoikum des Grazer Beckens aufgelagert. Dieses zieht in fast gerader Linie von Mixnitz im Nordosten nach Graden und von da südwärts gegen Köflach im Kainacher Becken. Aus diesem folgt die Südgrenze des Gleinalpengebietes der Talfurche des Salla-Baches aufwärts bis zur Einsattelung des Gaberl und hinab in den Lobminggraben, der südlich von Knittelfeld das obere Murtal erreicht.

8. Das Grazer Bergland (G. Bgl.). Dieses umfaßt das aus überwiegend kalkreichen palaeozoischen Gesteinen aufgebaute Mittelgebirgsland beiderseits des Murtales zwischen Mixnitz und Graz. Es wird im Süden durch das Köflacher und Grazer Becken, im Norden und Nordosten annähernd durch das Breitenauer und Feistritztal begrenzt. Das reichliche Vorkommen von Kalken unterscheidet dieses Gebiet von den im Norden angrenzenden Voralpen und bedingt von diesem stark abweichende biologische Verhältnisse.

9. Die östlichen Voralpen (Ö. Va.) sind vorwiegend aus Altkristallin und Schiefern aufgebaut. Sie reichen bei Bruck an die Mur und weiter nordwestlich an die Mürzlinie heran. Ihren nördlichsten Ausläufer bildet das Rosaliengebirge südöstlich von Wiener Neustadt mit dem Leithagebirge als vorgelagerter Gebirgsinsel, im Osten ist der Geschriebenstein weit gegen die kleine ungarische Tiefebene vorgeschoben. Dem Geschriebenstein ist im Süden der Eisenberg, rundum von tertiären und quartären Sedimenten umgeben, als isolierte Erhebung vorgelagert.

10. Das östliche Alpenvorland (Ö. Vl.) steht zu den Voralpen in ähnlich engen geologischen, morphologischen und biologischen Beziehungen wie das nördliche Vorland. Es findet daher in einem schmalen Grenzstreifen, der vom Grazer Becken über das oststeirisch-mittelburgenländische Hügel-land und die Ebenfurth Pforte bis ins Steinfeld reicht, Berücksichtigung.

2. Geologischer Aufbau

a) Das nördliche Alpenvorland

Das nördliche Alpenvorland ist von Sedimenten tertiären und quartären Alters bedeckt, es stellt demnach ein geologisch junges Aufschüttungsgebiet dar. In demselben herrschen besonders am Fuße des Gebirges pleistozäne Ablagerungen weithin vor. Im Westen hat der eiszeitliche Salzachgletscher seine Moränen weit in das Alpenvorland hinausgeschoben und den älteren Untergrund mit mächtigen Lagen diluvialer Mergel und Schotter verschüttet, während im Norden an die Endmoränen anschließend diluviale Schotterterrassen das Landschaftsbild beherrschen. Auch die Moränen des Traungletschers liegen zwischen Frankenmarkt und Attnang noch weit nördlich des Gebirgsrandes am S-Fuße des Hausruks, eines Hügellandes tertiären Alters. Weiter östlich finden sich im Alpenvorland ein letztes Mal südlich von Kremsmünster Moränenwälle, die der eiszeitliche Steyrgletscher gebildet hat; der

Ennsgletscher hat den Gebirgsrand während keiner der Eiszeiten erreicht. Unabhängig von der Ausdehnung der Vergletscherung ist pleistozänes Schuttmaterial von allen die Alpen nach Norden entwässernden Flüssen ins Vorland geschafft worden und hat dieses weithin überdeckt. Wahrscheinlich lassen sich mehr als die vier von Penck-Brückner beschriebenen Terrassenniveaus, von denen nach der klassischen Eiszeitgliederung das jüngste als Niederterrasse dem Würm, das nächst höhere als Hochterrasse dem Riß und die Deckenschotter Mindel und Günz zugerechnet werden, unterscheiden. Es fehlt aber im nördlichen Alpenvorland östlich der Salzach an neueren regionalen Untersuchungen der Terrassensysteme und es bleibt daher vorerst nichts übrig, als die alte Einteilung beizubehalten.

Im Osten der aus pliozänen Sedimenten aufgebauten Höhenzüge des Hausruks und Kobernauerswaldes hat die Traun ein gewaltiges Delta aus Kalkschottern aufgebaut, dem im SO die Alm während der Eiszeiten beträchtliche Schuttmassen zugeführt hat. Weiter im Osten haben Krems, Enns, Ybbs, Erlauf, Pielach und Traisen ausgedehnte Terrassenlandschaften gebildet, zwischen und vor allem nördlich von denen der tertiäre Untergrund zutage tritt. Wo dies der Fall ist, liegen z. T. basenarme und wasserdurchlässige Quarzschotter und -sande vor, die magere Verwitterungsböden mit geringem Nährstoff- und Wasserhaltevermögen lieferten. Z. T. steht allerdings auch sehr feinkörniges, dichtlagerndes Material, der sogenannte Schlier, an, der sehr schwere, wenig wasserdurchlässige, schwer bearbeitbare Böden lieferte. Auf tertiären und eiszeitlichen Ablagerungen, die um so weiter verwittert und verfestigt sind, je früher sie abgelagert wurden, lagert weithin mehr oder weniger verlehmt Löss. Dort, wo die rezenten Flußläufe ihr Bett scharf in die Niederterrasse eingeschnitten haben, ist es an den steilen Erosionsrändern bei günstiger Exposition zur Bildung ausgeprägt xerothermer Standorte gekommen, an denen sich auf magerer Bodenkrume über dem verfestigten Schotter gewisse thermophile Pflanzen- und Tierarten weithin isoliert bis in die Gegenwart erhalten haben.

Im Sedimentationsbereich der rezenten Flüsse finden sich Auböden, deren Bildung seit dem Beginn der postglazialen Zeit bis in die Gegenwart fortdauert. Es handelt sich dabei um Sedimente, die sich von unreifen grauen Auböden mit zunehmender Reifung und allmählicher Hebung über das Grundwasserniveau zu braunen Auböden und schließlich zu Braunerden entwickeln und deren Bildung in allen Stadien noch in der Gegenwart zu beobachten ist.

b) Die nördlichen Voralpen

Es wurde bereits im vorigen Kapitel auf die außerordentliche Vielgestaltigkeit und geologische Uneinheitlichkeit dieses Alpenausschnittes hingewiesen. Er umfaßt in der hier angenommenen Umgrenzung die Flyschzone am Nordalpenrande und die sich aus einer Vielzahl stratigraphischer und tektonischer Elemente aufbauenden Kalkvoralpen.

Die Flyschzone bildet innerhalb des Untersuchungsgebietes einen selten über 20 km breiten Gürtel kretazischer und alttertiärer Sandsteine, Mergel und Schiefer, deren Verwitterung überwiegend wenig wasserdurchlässige und mäßig fruchtbare Böden liefert. Die Grenze des Kreideflysches gegen das Kalkgebirge verläuft etwa von Gnigl bei Salzburg über St. Lorenzen am Mondsee, Unterach am Attersee, weiter am Nordfuß des Hölleengebirges und Traunsteinstockes entlang nach Micheldorf a. Steyr, Ternberg, Waidhofen a. Ybbs, Scheibbs, Rabenstein und Traisen. An der Gölzen und oberen Triesting ostwärts bis Altenmarkt fällt der Talverlauf mit der Südgrenze der Flyschzone zusammen, weiter ostwärts ist sie wieder weniger scharf. Den Ostrand der Alpen erreicht sie bei Kalksburg nördlich des Liesingtales.

Nordöstlich von Salzburg weithin von Rißmoräne bedeckt, ist der Flysch an anderen Stellen zu bedeutender Seehöhe emporgewölbt. So erreicht der Kolomannsberg nördlich von Thalgau 1145 m, der Kulmspitz nördlich des Mondsees 1095 m, der Richtberg zwischen Atter- und Mondsee 1047 m, der Grünberg bei Gmunden 1004 m, der Damberg bei Steyr 747 m und der Hochpyra bei Neuhofen a. Ybbs 726 m. Die Grenze der Flyschgesteine gegen die kalkalpinen ist mancherorts scharf, an anderen Stellen aber treten mesozoische Kalke als Schubschollen, sogenannte Klippen, mitten im Flysch auf, während anderseits die Ablagerungen der oberkretazischen Gosauformation in den Kalkvoralpen außerordentlich flyschähnlich werden können. Solche Gosauschichten finden sich bei Salzburg, im Gosastreifen Großraming—St. Gallen und im südlichen Wienerwald in unmittelbarer Nachbarschaft der Flyschzone und stehen standortlich dieser viel näher als dem Kalkgebirge. Gosauschichten finden sich in größerer Ausdehnung außer an den angegebenen Punkten auch am Wolfgangsee, um Gosau, Wörschach, Windischgarsten, Gams und in der Neuen Welt westlich Wiener Neustadt.

Die im Süden an die Flyschzone anschließenden Kalkvoralpen zeigen einen viel wechsellvolleren stratigraphischen und tektonischen Charakter. Sie bestehen ganz vorwiegend aus Sedimenten der Trias und Juraformation, wo sie von oberkretazischen Gosauschichten überlagert werden, überdecken diese diskordant ein älteres Gebirgsprofil. Die Trias zeigt in den Kalkvoralpen wie in den Hochalpen eine weitaus reichere stratigraphische Gliederung und Schichtmächtigkeit als die Juraformation. An der Basis der Schichtfolge liegt der dem Buntsandstein entsprechende Werfener Schiefer in toniger, manchmal aber auch quarzitischer Entwicklung. Infolge der geringen Härte der Schiefer folgen diesen vielfach die Tallinien, aus ihnen aufgebaute Höhenrücken zeigen sanfte, abgerundete Formen. Der Werfener Schiefer liefert überwiegend bindige und wegen der Kalkarmut des Muttergesteins saure Böden. Die darüber lagernden Kalke und Dolomite leiten das von ihnen aufgenommene Niederschlags- und Sickerwasser in zahlreichen Spalten und Klüften in die Tiefe, wo es sich im Grenzhorizont zum wasserundurchlässigen Schiefer staut und an geeigneten Stellen des Geländes in Quellen zutage tritt. Unter den über dem Werfener Schiefer folgenden Kalken und Dolomiten erlangt der Wettersteinkalk dort, wo er auftritt, die bedeutendste Mächtigkeit. Die nächsthöhere stratigraphische Einheit bilden die Lunzer Schichten mit zum Teile kohlenführenden Schiefern und Sandsteinen. Auch die Lunzer Schichten leisten der Verwitterung nur geringen Widerstand, weshalb ihr Vorkommen gleich dem Werfener Schiefer im Gelände meist durch Eintiefungen, Terrassen oder Bänder markiert ist. Da auch sie wenig wasserdurchlässig sind und von klufftreichen Kalken und Dolomiten überlagert werden, stellt ihre obere Begrenzung in den Voralpen allenthalben einen zweiten, oberen Quellhorizont dar.

Die obere Trias der Voralpen ist überwiegend in dolomitischer Facies als sogenannter Hauptdolomit entwickelt, ein Äquivalent zu den gewaltigen Dachsteinkalkdecken, welche die Gipfelplateaus der Kalkhochalpen bilden und die darunter liegenden Schichten vor der zerstörenden Wirkung der Erosion bewahrt haben, fehlt in den Voralpen. Die nun folgenden höchsten Schichtglieder, das zumeist als Kössener Schichten tonig-mergelig entwickelte obere Rhät und die vorwiegend aus Kalken bestehenden Juraschichten haben im allgemeinen nur geringe Mächtigkeit, wie überhaupt die Schichtmächtigkeit der Voralpensedimente weit hinter derjenigen der Kalkhochalpen zurückbleibt. Dies ist offenbar die letzte Ursache für die viel unruhigere und uneinheitlichere Tektonik des Vorgebirges. Die meist schmalen, überwiegend aus Wettersteinkalk oder Hauptdolomit aufgebauten und oft in Einzelberge aufgelösten Kämme schaffen ein unruhiges reichgegliedertes Landschaftsbild, das zu der ruhigen, majestätischen Linienführung der Kalkhochalpen in scharfem Kontrast steht.

c) Die Kalkhochalpen

Von Norden weithin sichtbar erheben sich die Kalkhochalpen um mehrere hundert Meter über das Voralpengebiet. Sie tragen zum Teile, so das Tennengebirge, das Dachsteinmassiv, das Tote Gebirge, der Hochschwab und die Rax den Charakter ausgedehnter, weitgehend verkarsteter Plateaulandschaften, zum Teil bestehen sie aus kleineren Rumpfschollen, die wie die Gesäuseberge und Haller Mauern die ehemalige Einebnung nur noch in Spuren erkennen lassen. Das hügelige bis mittelgebirgsartige Relief der Kalkhochplateaus wird seit Lichtenecker (1926) als „Raxlandschaft“ bezeichnet und seine Entstehung nahezu allgemein ins Frühmiozän verlegt. Dieser Einebnungsperiode muß noch eine andere, durch die jüngeren Gebirgsbewegungen weitgehend zerstörte, die sogenannte „Augensteinlandschaft“ (Lichtenecker l. c.) vorausgegangen sein. Von ihr zeugen vor allem erratische Schotter, die an vielen Stellen auf den Höhen der Kalkhochalpen vorkommen. Dort wo Reste der miozänen Landoberfläche erhalten sind, finden sich mehr oder weniger tiefgründige und versauerte Böden, während überall sonst in hochalpinen Lagen nur seichte, mineralreiche Böden mit einem völlig unentwickelten Profil anzutreffen sind.

N. Krebs (1928) hat in einem morphologisch-geologischen Kärtchen einen guten Überblick über die Lage der Plateauberge im östlichen Teile des Untersuchungsgebietes gegeben. Die Karte läßt unter anderem die steilen Ränder der einzelnen Massive erkennen, nicht dagegen die morphologische Beschaffenheit des Sockels, auf dem die aus obertriadischen Schichten von großer Mächtigkeit gebildeten Schollen aufruhend. Der Sockel der Kalkhochalpen ist in der Hauptsache aus Gesteinen der mittleren Trias aufgebaut, deren hervorstechendstes Glied der Ramsaudolomit darstellt. Er ist ein überaus brüchiges, grusig verwitterndes Gestein, bei dessen Erosion seltsame pyramidenartige Felsformen und ausgedehnte leichtbewegliche Schuttfuren entstehen. Die Bodenbildung über dem Ramsaudolomit ist dürrtiger als über irgend einem anderen dolomitischen Gestein und dementsprechend auch die Vegetationsdecke dort, wo er ansteht, spärlich und lückenhaft. Hiedurch kommt es auf dem Ramsau-

dolomit zur Ausbildung von Extremstandorten, denen eine artenarme, aber sehr charakteristische Organismenwelt eigen ist. Es seien deshalb die ausgedehntesten Ramsaudolomitvorkommnisse innerhalb des Untersuchungsgebietes einzeln angeführt. Das klassische Gebiet, nach dem dieses brüchige Gestein seinen Namen erhalten hat, ist die Ramsau auf der Südseite des Dachsteinzuges. Hier ist der Höhenrücken des Kulmberges ausschließlich aus diesem Dolomit aufgebaut, weiters aber auch der Sattelberg als seine östliche und der Mandlingzug mit dem 1290 m hohen Eibenberg als seine westliche Fortsetzung. Ramsaudolomit tritt ferner allenthalben in großer Mächtigkeit auf der Südseite des Ramsauer Kammes des Dachsteinmassivs zutage. Ausgedehnte Ramsaudolomitvorkommen finden sich auch auf der Nord- und Ostseite des Toten Gebirges, wo zum Beispiel die Flanken des wildzerklüfteten Grabens der Bernerau und der biologisch überaus interessante Öttlberg bei Hinterstoder aus diesem Gestein aufgebaut sind. Große Ramsaudolomitvorkommen befinden sich ferner auf der SW-Seite des Sengengebirges, dessen Vorberge gegen das Becken von Windischgarsten und gegen das Teicheltal ganz überwiegend aus diesem Gestein bestehen. Auch der östliche Teil der Haller Mauern wird bis hoch empor aus Ramsaudolomit gebildet, dem nicht nur der Schwarzenbachgraben bei Hall, sondern auch die Oberlaussa das wildromantische Landschaftsgepräge verdankt. Touristisch besonders bekannt ist die zerklüftete Ramsaudolomitlandschaft des Gesäuses und der Seitengraben des unteren Johnsbachtales. Durchaus den gleichen Charakter trägt die Landschaft des Lechnergrabens bei Lunz und der Tormäuer im Ötschergebiet. Auch in der Hochschwabgruppe tritt Ramsaudolomit vielerorts landschaftsgestaltend auf, während er in den östlichsten Kalkhochalpen nicht mehr so markant in Erscheinung tritt.

Ein anderes stratigraphisches Element der Kalkhochalpen, welches wegen seiner Schichtmächtigkeit stellenweise große Bedeutung erlangt, ist der Werfener Schiefer. Besonders am Südrande der Kalkhochalpen, so am Südfuß des Tennengebirges, Dachsteinmassivs und der Haller Mauern, bestehen stattliche Höhenzüge ausschließlich aus diesem Gestein. Die kalkarmen Verwitterungsböden, die der Werfener Schiefer liefert, tragen eine Flora und Fauna, die mit derjenigen der Zentralalpen viel mehr Ähnlichkeit hat als mit derjenigen der Kalkalpen. Der Werfener Schiefer stellt somit ein Bindeglied zwischen diesen beiden Teilen des Untersuchungsgebietes dar.

Das am stärksten hervortretende stratigraphische Glied der Kalkhochalpen ist, wie schon erwähnt, der Dachsteinkalk. Er erlangt vielfach eine Schichtmächtigkeit von über 1000 Metern und bildet zumeist die Oberfläche der ausgedehnten Hochplateaus. Diese ist durch die Erosionskräfte des Windes, Wassers und Schnees vielfach zerklüftet und stellt weithin eine unwegsame Steinwüste dar. Tiefe Dolinen wechseln hier mit Karrenfeldern, die nach der Schneeschmelze völlig wasserlos sind, da senkrechte Spalten und Schächte alles Wasser in das Berginnere ableiten. Dort befinden sich unter den großen Kalkplateaus im Tennengebirge, Dachsteinmassiv, Toten Gebirge und in den Gesäusealpen ausgedehnte Höhlensysteme als Reste unterirdischer Flußläufe, die versiegten, als die seinerzeit auf ihrem Niveau verlaufenden Talböden weiter eingetieft wurden.

d) Die Grauwackenzone

In ähnlicher Weise wie schon der Werfener Schiefer vermittelt auch die Grauwackenzone zwischen den Kalkalpen und dem Urgebirge. In ihr mischen sich, stratigraphisch bedingt, kalkhaltige und kalkarme Gesteine in so bunter Folge wie in keinem anderen Teile des Untersuchungsgebietes, so daß sich der Einfluß verschiedener Gesteinsunterlagen auf die belebte Natur nirgends auf kleinem Raume so deutlich erkennen läßt wie hier. Der Grauwackenzone im geologischen Sinne gehören nur paläozoische Gesteine an: Schiefer des Silur und Kalke des Devon, der devonische Spateisenstein des Erzberges und benachbarter Erzlager, karbonischer Magnesit der Veitsch, von Oberdorf, Wald und des Sunk bei Trieben karbonische Graphitschiefer, Kalke und Konglomerate sowie sicher paläozoische, aber bisher nicht genauer datierbare Quarzphyllite, Porphyroide, Grünschiefer etc., die am Aufbau der Grauwackenzone einen bedeutenden Anteil haben. Innerhalb dieser paläozoischen Serien erreicht der devonische Kalk am Reiting in den südlichen Eisenerzer Alpen gewaltige Mächtigkeit. Im Südosten des Hochschwabmassivs und der Veitschalpe treten innerhalb der Grauwackenzone in beträchtlicher Ausdehnung kristalline Gesteine zutage; ebenda und weiter nordöstlich gegen das Semmeringgebiet aber auch Werfener Schiefer und Triaskalke, die vom Paläozoikum überlagert werden und wegen ihrer geringen Mächtigkeit biogeographisch von diesem nicht getrennt werden können. Sie wurden daher von uns in die Grauwackenzone einbezogen, was um so eher gerechtfertigt erscheint, als auch bei anderen heute geologisch der Grauwackenzone zugerechneten Gesteinen der Verdacht besteht, daß sie mesozoischen Alters sind.

Die Quarzphyllite und Glimmerschiefer des Grauwackengebietes stellen, vielfach in enger Verbindung mit den Phylliten am Nordrand der Zentralalpen stehend, ein überaus brüchiges, leicht verwitterndes Material dar, in welches sich Wildbäche an vielen Stellen tief eingegraben haben. So haben sich am Ausgang des Untertaales bei Schladming und des Donnersbachtales bei Donnersbach, ferner im Sunk bei Trieben und im Lichtmeßgraben bei Admont, schattige, das ganze Jahr über feuchte Schluchten gebildet, die zu den feuchtesten, am gleichmäßigsten temperierten Standorten des Gebietes gehören.

Die paläozoischen Kalke der Eisenerzer Alpen liefern ein an tonigen Bestandteilen viel reicheres Verwitterungsprodukt als die mesozoischen Kalke und Dolomite der Kalkalpen. Aus ihnen entstehen zumeist sehr bindige Braunlehme mit einem hohen Wasserhaltevermögen. Sie begünstigen in ähnlicher Weise wie die Kalkphyllite der Hohen Tauern das Pflanzenwachstum und bewirken nicht zuletzt durch relativ reichliche Kalkversorgung eine üppige Hochgebirgsvegetation. Es wuchert deshalb in den Eisenerzer Alpen im Krummholzgürtel die Grünerle, unter deren Schutz üppigste Hochstaudenfluren zur Entwicklung kamen und über dem Krummholzgürtel findet man blumenreiche alpine Matten, deren Üppigkeit jeden Vergleich mit den Grasmatten der Hohen Tauern aushält. Die paläozoischen Kalke stellen somit das biologisch wichtigste, weil in seiner Kombination mit ausreichender Wasserversorgung optimale Lebensbedingungen schaffende stratigraphische Element der Grauwackenzone dar. Sie erlangen in den Eisenerzer Alpen die größte Mächtigkeit und horizontale Ausdehnung, treten aber auch südlich der Tiefenlinie der Palten und Liesing noch an mehreren Stellen, so im Strechengraben bei Rottenmann, im Sunk und am Triebenstein bei Trieben in größerer Mächtigkeit auf. Sie sind überall in subalpinen Lagen durch besonders reiche Entfaltung des Organismenlebens gekennzeichnet, während die Gipfel durch Erosionswirkung zum Teil verödet sind.

e) Das zentralalpine Gebiet der Niederen Tauern

Nicht der von uns aus landschaftsmorphologischen Gründen als Grenze gewählte Radstädter Tauern, sondern eine östlich davon aus dem Preunegggraben (Ursprungalm) über den Znachsattel südwestlich der Giglachseen südwärts zum Katschbergpaß ziehende Linie bildet die geologische Westgrenze der Niederen Tauern. Hier sinken die obersten, wie sich gezeigt hat, mesozoischen Glieder der Deckenserien der Hohen Tauern unter das Altkristallin der Niederen Tauern unter und bezeugen damit in gleicher Weise wie die analogen Lagerungsverhältnisse im Brennergebiet, daß das gesamte dazwischen liegende Hochgebirge einer tieferen geologischen Einheit angehört, die hier gleichsam in einem Fenster unter den höheren Schubdecken hervorlugt. Die Radstädter Kalke, die im Lungauer und steirischen Kalkspitz ihren östlichsten Vorposten haben, gehören demnach geologisch gesehen ebenso wenig zu unserem Gebiet wie die Serizitschiefer und Quarzite, die am Nordfuß der Schladminger Tauern weit gegen Osten zu verfolgen sind.

Auch die Niederen Tauern im engeren Sinne stellen aber trotz ihrer morphologischen Geschlossenheit kein einheitliches geologisches Gebilde dar, setzen sich vielmehr aus mehreren solchen zusammen.

Den Westteil des Gebietes bildet das vorwiegend aus älteren und jüngeren Eruptivgesteinen wie Orthogneisen, Graniten, Dioriten und vereinzelt Serpentin aufgebauten Gebiet der Schladminger Tauern im engeren Sinne. Ihm gehören die höchsten bis über 2800 m aufragenden Gipfel des ganzen Gebirgszuges an. Das Altkristallin des Lungauer Mittelgebirges mit dem 2141 m hohen Gstoder als höchster Erhebung verbindet es mit dem Orthogneis des Bundschuhmassivs, welches südlich außerhalb des Untersuchungsgebietes gelegen ist. Langsame Verwitterung, unzureichende Versorgung mit Kalk und anderen leicht löslichen Pflanzennährstoffen sowie extreme eiszeitliche Devastierung haben hier zusammenwirkend nur einer arten- und individuenarmen Organismenwelt ausreichende Existenzbedingungen zu bieten vermocht.

Von diesem auch landschaftlich besonders herben und düsteren Gebirge unterscheidet sich der östlich daran grenzende Bogen der Wölzer Tauern recht scharf. Marmore, Amphibolite und Hornblendeschiefer treten hier in den sogenannten Brettsteinzügen in mehrfacher Wechsellagerung mit Granatglimmerschiefern, Tonschiefern und Quarziten auf und liefern, wo sie anstehen, sanftere Gebirgsformen und infolge ihres Basenreichtums fruchtbare Verwitterungsböden.

Ebenso findet sich im Umkreis von Murau, von Lutzmannsdorf über Ranten, Krakaudorf, St. Peter am Kammersberg bis Oberwölz und Scheifling reichend und sich südlich des Murtales bis Metnitz in Kärnten fortsetzend, eine an Kalken reiche Gesteinsserie. Diese scheint durch die Kalke von Paal mit dem Turracher Mesozoikum verbunden und z. T. mesozoischen Alters zu sein, es fehlen aber bisher Fossilfunde, die eine sichere chronologische Einstufung erlauben würden. Die Murauer

Kalke erlangen stellenweise, so bei Teufenbach im Murtal, bedeutende Mächtigkeit, bedingen dort Standortsverhältnisse, die denen der Kalkalpen weitgehend entsprechen und stellen so einen Fremdkörper in den Zentralalpen dar. Die physikalischen Eigenschaften des Kalkes haben besonders an Steilhängen gegen das Murtal im Vereine mit dem niederschlagsarmen zentralalpinen Klima recht extreme xerotherme Verhältnisse hervorgerufen, wie sie abgesehen von den Serpentinhängen des Kraubather Serpentinstockes sonst nur im Kalkgebirge am Alpenostrand auftreten.

Der große Bogen der Wölzer Tauern wird im Nordosten von dem angrenzenden Seckauer Massiv überlagert, das über den Sattel von Hohentauern mit dem Bösensteinmassiv in Verbindung steht. Die äußerste Amphibolitzone der Wölzer Tauern, unterlagert von deren äußerstem Marmorzug, fällt deutlich unter den Gneis der östlichsten Niederen Tauern ein. Granite, granitische Orthogneise, aber auch stark geschieferter Paragneis bildet hier im Osten des Gebirgszuges nochmals das vorherrschende Baumaterial, dessen größere Härte hier noch einmal zur Erhaltung höherer Erhebungen und schrofferer Landschaftsformen geführt hat.

Die am gesamten Nordrand der Niederen Tauern entlangziehende, mehr oder weniger breite Phyllitzone entspricht den Pinzgauer Phylliten und weist Standorts- und Bodenverhältnisse auf, die mit denen in anderen Teilen der Grauwackenzone übereinstimmen. Sie wird von uns deshalb dem Grauwackengebiet zugerechnet.

f) Die Täler im Gebirgsinneren

Die Längstäler im Inneren der Nordostalpen stellen geologisch junge Bildungen dar; sie folgen vielfach jungen Bruchlinien, nicht dem älteren Bauplan des Gebirges. Das häufige Auftreten von Erdbeben im Ennstal und in der „norischen Senke“ wie die Mur-Mürz-Semmeringlinie genannt wird, geben Zeugnis davon, daß die jungen Krustenbewegungen entlang dieser Tallinien bis heute nicht zum Stillstand gekommen sind. An verschiedenen Stellen, besonders dort, wo die Längstäler zu Beckenlandschaften erweitert sind, finden sich tertiäre Sedimente, im allgemeinen aber sind die Talböden von Quartärablagerungen bedeckt. Im Enns-, Palten- und obersten Murtal haben riß- und würmzeitliche Gletscher breite Trogtäler geschaffen, die Talböden gewaltig übertieft und nach ihrem Abschmelzen Seen zurückgelassen, die in postglazialer Zeit allmählich verlandeten. An der Auflandung des Talbodens waren nicht nur die das Tal durchziehenden Flüsse, sondern auch aus den Seitengraben kommende Wildbäche und Gehängeschutt beteiligt. Die Zufuhr großer Mengen von Schuttmaterial von den Talseiten bewirkte eine ungleiche Auffüllung des Talbodens und damit eine Teilung der anfangs zusammenhängenden Gletscherwannen in kleinere Becken. Auch diese wurden im Zuge der Nivellierung allmählich zugeschüttet, es haben sich aber vielerorts als letzte Zeugen ihrer einstigen Existenz bis zur Gegenwart Hochmoore erhalten. Die bedeutendsten derselben sind im Ennstal das Mandlinger-, Wörschacher-, Gamper-, Selztaler-, Pürgschachen-, Dörfler-, Pichler- und Wolfsbachermoor, das Moor Neuamerika sowie das Schmidbacher Moor. Im obersten Murtale liegt das Mooshamer Moor. Im Paltental war der Gaishorner See als temporärer Moränensee bis zu seiner künstlichen Entwässerung vor wenigen Jahrzehnten bestehen geblieben. Im Talkessel von Mitterndorf sind kleinere Moore bei Zauchen, Mitterndorf und Kainisch vorhanden und auch im Kessel von Windischgarsten sind mehrere Moore bis zur Gegenwart erhalten geblieben. Der Torfboden bietet den Organismen, auch dort, wo die Mooregebiete durch Flußregulierung und Aushub von Gräben weitgehend entwässert oder durch Abtorfung zerstört wurden, völlig andere Standortsbedingungen als der Mineralboden. Aber auch die mineralischen Sedimente der Talböden wechseln in ihrer Beschaffenheit und damit in ihren standortlichen Eigenschaften außerordentlich stark. Die verschiedene petrographische Zusammensetzung und Ablagerungsform des Materiales und die infolge des ungleichen Gefälles der Talböden verschieden starke Strömung führten zur Entstehung eines fast allenthalben sehr rasch wechselnden Sedimentmosaiks. In den zentralen Längstälern wechselt Kalkschutt mit Urgebirgsmaterial, grober Schotter mit Grobsand und lehmigen, ja sogar tonigen Schichten, wasserundurchlässiger Grobschutt mit Feinsedimenten, die jede vertikale Wasserbewegung ausschließen. Der Verschiedenartigkeit der Ablagerungen entsprechen ebenso große Unterschiede in der Bodenbeschaffenheit. Die Mineralböden stellen zwar in der Mehrzahl graue oder braune Auböden dar, aber ihre Beschaffenheit wechselt sehr stark mit der Bodenart und unter dem Einfluß stauender Nässe haben sich mannigfache Übergänge zu extremen Glei Böden gebildet. In den Sumpf- und Mooregebieten finden sich anmoorige bis typische Moorböden und auf Grobschutt, der nur von einer seichten Bodenkrume bedeckt ist, ausgesprochene Humuskarbonat- oder Humussilikatböden. Dem bunten Mosaik der Sedimente und Bodenbildungen entspricht ein nicht minder abwechslungsreiches der Biozöosen.

Die Talgebiete, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu behandeln sind, lassen sich geologisch und geographisch in drei Gruppen einteilen. Das obere Ennstal mit dem Paltental und dem Mitterndorfer Kessel bildet ein gegen die Voralpen weitgehend abgeschlossenes Talsystem. Das Gesäuse, der Buchauer Sattel, der Schober- und Pyhrnpaß sowie das enge Koppental schließen es weitgehend von den Vorgebirgen ab. Mächtige riß- und würmzeitliche Gletscher haben breite Talprofile geschaffen und die Spuren der glazialen Übertiefung derselben sind noch allenthalben erkennbar. Infolge seiner Abschließung gegen außen ist das ganze Talgebiet dem Zustrom der aus der Ebene in die Alpen eindringenden Pflanzen und Tiere zum Teile bis heute verschlossen. Ganz andere Verhältnisse herrschen im Talsystem der norischen Senke, dem Murtal mit dem Aichfeld und Trofoiacher Becken, dem Liesing- und Mürztal. Glaziale Talformung findet sich hier nur im obersten Murtale, dennoch sind die Täler meist breit und nicht nur durch den Murdurchbruch zwischen Bruck und Graz, sondern auch durch die niederen Sättel von Neumarkt und Obdach mit der Voralpenlandschaft verbunden. Sie stellten daher von den postglazial in die Alpen einwandernden Pflanzen und Tieren vielbenutzte Wanderstraßen dar. Gänzlich anders ist der Charakter der Täler, welche die Kalkalpen nordwärts entwässern. Das Trauntal, das Steyrtal samt seinen Nebentälern, das untere Ennstal und das Ybbstal weisen einen vielfach gewundenen Verlauf auf und tragen auf einzelnen Teilstrecken den Charakter enger Durchbruchstäler. Die Talböden sind dementsprechend schmal und mit Ausnahme des noch während der Würmeiszeit bis zur Ausmündung ins Vorland vergletscherten Trauntales durch pleistozäne Schotterterrassen stark eingeengt. Das Flußbett der Steyr, unteren Enns und Ybbs, aber auch das der in die Enns einmündenden steirischen Salza ist auf lange Strecken tief in die Niederterrasse eingeschnitten und hat cañonartigen Charakter. Die Einwanderung der Vorlandfauna hat sich hier daher weniger entlang der Flußufer, als vielmehr auf der Höhe der Terrassen vollzogen.

g) Der Gleinalpenzug

Der Gleinalpenzug ist ein breiter, wenig gegliederter, kristalliner Gebirgsrücken, der in seinem geologischen Bau zu den Seckauer Tauern im Westen, zum Rennfeld im Nordosten und besonders zur Stubalpe im Süden enge Beziehungen aufweist. Im Norden des Gebietes treten im Bereiche der Hochalpe helle Gneise auf, die ein Äquivalent zu den Gesteinen der Seckauer Tauern darstellen. Die Hauptmasse des Gebirges wird aber nicht von diesen gebildet, sondern von einer Gesteinsserie, die weitgehendst mit derjenigen übereinstimmt, die die Stubalpe aufbaut und die sich von Süden über das Gleinalpengebiet bis zum Rennfeld fortsetzt. Das unterste Glied dieser Serie bilden Granite und Orthogneise, die den Kamm des Speikkogels und der Polsteralm bilden und von hier weit nach Norden hinabreichen. Darüber folgen Augengneise, die mit Amphiboliten wechsellagern, helle Glimmerschiefer, Hornfelschiefer und Marmore, deren Häufigkeit und Mächtigkeit nach oben zunimmt. Über diesen Gesteinen lagert diskordant in scharfer Begrenzung an der schon beschriebenen Linie Mixnitz—Graden—Kainacher Becken das Grazer Paläozoikum. Wieder liefern Granite und Gneise stark saure, nährstoffarme Verwitterungsböden, während Amphibolite und Marmore infolge ihres Kalkreichtums günstigere Bodenverhältnisse schaffen. Man findet deshalb an den schattigen Hängen in ihrem Bereiche schöne Waldbestände, während in steilen, sonnseitigen Hanglagen auch auf kalkreicher Unterlage infolge der Wasserarmut nur dürrtige Kiefernwälder gedeihen. Der breit abgeflachte Gebirgskamm überragt nirgends die 2000 m-Linie, der Speikkogel als die höchste Erhebung reicht aber nahe an diese heran und beherbergt eine lückenhafte hochalpine Flora und Fauna.

Dem Gleinalpenzuge ist der größere Teil des Serpentinstockes von Kraubath, der durch den Murdurchbruch entzweigeschnitten ist, als Fremdkörper eingelagert. Er reicht von Preg und Kraubath nordostwärts noch über das St. Stefaner Lobmingtal hinaus und ist durch besonders magere Verwitterungsböden, die in südexponierten Hanglagen nur sehr schütterten Kiefernwald tragen, gekennzeichnet. Xerophile und heliophile Pflanzen und Tiere haben hier zum Teile weithin isolierte Reliktstandorte.

h) Das Grazer Bergland

Nach Süden in mehreren Stufen absinkend erhebt sich das Grazer Bergland im Schöckel (1446 m) und Hochlantsch (1722 m) noch zu bedeutender Höhe. Es ist aus paläozoischen Gesteinen, größtenteils Kalken und Schiefen des Silur und Devon, aufgebaut und liegt, gewissermaßen in einer geologischen Mulde, im Westen, Norden, Osten und Südosten in scharfer Begrenzung auf kristallinem Gebirge auf. An der Basis der paläozoischen Schichtserie liegen die sogenannten Grenzphyllite, stellenweise graphitische Schiefer. Sie werden vom unterdevonischen Schöckelkalk überlagert, einem halbkristallinen

Kalk, der beiderseits des Murtales bei Peggau steile Wände bildet und von zahlreichen Höhlen durchzogen ist. Über ihm lagern die Semriacher Schiefer, in deren hangendem Kalkschiefer, Dolomite und Kalke folgen, die vielerorts bedeutende Mächtigkeit erreichen und dem Gebirge im Bereiche des Hochlantsch den Charakter einer Hochgebirgslandschaft verleihen. Am Nordfuß des Hochlantschstockes liegt die Talmulde der Breitenau, in welcher Karbonschiefer und Magnesit zutage treten, auf die das ältere Paläozoikum von Süden aufgeschoben ist. Die Nordgrenze des Gebietes gegen die überwiegend aus Kristallin aufgebauten östlichen Voralpen bilden mächtige Schichten von Schieferkalken, Kalkschiefern, Phylliten und anderen metamorphen Sedimenten, die wahrscheinlich den unteren Stufen des Grazer Paläozoikums angehören. Das Plateau des Hochlantsch, dessen höchster Teil noch Pflanzen und Tiere hochalpinen Charakters beherbergt, wird von einem Trockental in 1200 bis 1300 m Höhe durchzogen. Dasselbe bricht in 700 m hohen Stufen mit zum Teile sehr schroffen Wänden zum Murtal ab. Die durch ihre pleistozäne Fauna und durch prähistorische Funde bekannte Drachenhöhle bei Mixnitz liegt im Niveau dieses alten Talbodens. Zwischen Rötelstein und Hochlantsch ist die Bärenschützklamm als steilwandige Erosionsrinne tief in den Gebirgskörper eingegraben. In ihrem schattigen Grunde haben sich ebenso wie noch am Südrande des Gebietes im Schatten der Steilhänge der Raab- und Weizklamm in ungewöhnlich tiefer Lage hygrophile Gebirgstiere zu erhalten vermocht, während die Rasenbänder der sonnenexponierten Felswände eine heliophile alpine Felsenheidenfauna beherbergen. Die schrofferen Gebirgsformen im Bereiche der Kalkvorkommen beherrschen den Landschaftscharakter des Grazer Berglandes und geben ihm das Gepräge eines Kalkgebirges mit einem noch jungen, unausgeglichene Relief. Dieses, die verschiedene Gesteinsbeschaffenheit und die Lage im Schnittpunkte pannonischer, submediterraner und alpiner Klimaeinflüsse haben in diesem Teile des Untersuchungsgebietes ein besonders buntes Mosaik gegensätzlicher Standortverhältnisse geschaffen, die einer intensiven Auswertung durch ökologische Studien im Gelände wert wären. Den Südrand des Grazer Berglandes bilden im Westen die Gosauschichten von Kainach, im mittleren Abschnitt die tertiären Sedimente des steirischen Hügellandes und alluviale Ablagerungen, auf der Linie Maria Trost—Weiz aber zum Teile auch das vom Ost- auf den Südrand übergreifende Kristallin. Aus den dem Paläozoikum auflagernden jungen Schichten ragen einzelne, isolierte, aus paläozoischen Gesteinen aufgebaute Inselberge empor, so der aus unterdevonischem Kalk bestehende Grazer Schloßberg, der aus Semriacher Schiefer bestehende Kalvarienberg, der Devonkalk von Toblbad und weit im Süden das Sausalgebirge. Sie geben ebenso wie der von der Kanzel weit nach Süden zum Buchkogel ziehende Rücken davon Zeugnis, daß die Gesteine des Grazer Berglandes, von jungen Ablagerungen überdeckt, über den derzeitigen Gebirgsrand hinaus weit nach Süden reichen.

i) Die östlichen Voralpen

In ihrem Süd- und Ostteil ganz überwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, stehen die östlichen Voralpen zu dem Grazer Bergland in einem so scharfen Gegensatz, daß ihre gebietsmäßige Abtrennung von diesem nicht nur vom geologischen, sondern auch vom biologischen Standpunkte aus notwendig erscheint. Ihre geologische Erforschung ist noch recht lückenhaft, da nicht nur ihre Tektonik noch sehr umstritten ist, sondern auch ihre stratigraphische Gliederung noch manches ungelöste Rätsel in sich schließt. Im wesentlichen weisen sie folgenden geologischen Bau auf.

Das tiefste tektonische Glied stellt das sogenannte Semmeringfenster dar, das eine an karpathische Verhältnisse erinnernde Gesteinsfolge aufweist. Dieselbe enthält über Orthogneis, der grobkörnigen Granit einschließt, Amphibolite, hochmetamorphe Glimmerschiefer, Gips, Dolomit und als höchstes Schichtglied massige Jurakalke. Südwärts von Kirchberg a. Wechsel und Aspang wird unter den höheren Serien das sogenannte Wechselfenster sichtbar, bestehend aus Paragneis, Grünschiefer, kohligem Phylliten des Karbon und Quarzit, worauf in normaler Schichtfolge das Semmeringmesozoikum mit Rauhwacken, Triasdolomit etc. liegt. Die Wechseldecke baut den breiten Gneisrücken des Hochwechsels (1738 m) auf. Über der Wechselserie folgt als nächsthöhere tektonische Einheit über dem Quarzit und Semmeringmesozoikum des Pfaffen die Stuhleckdecke. An ihrer Basis liegen sehr quarz- und muskowitreiche Glimmerschiefer, die das Stuhleck aufbauen und deren Hangendes die mechanisch stark mitgenommenen Porphyrg Granite der Pretulalpe bilden. Darüber liegen in weiter Verbreitung Quarzphyllite, die zu den am schlechtesten bekannten Gesteinen des Gebietes gehören. Die Stuhleckdecke wird im SW von der Mürz- und Törldecke überlagert. Im Stanzer Tal findet sich abermals Mesozoikum in gleicher Ausbildung wie am Semmering. Es wird vom Gneis des Rennfeldes, der, wie schon früher dargelegt, geologisch mit dem Gleinalpengebiet zu verbinden ist,

überschoben. Quarzit und Mesozoikum finden sich ferner isoliert weit innerhalb der Fischbacher Alpen bei Fischbach.

Das kristalline Gebirge nordöstlich, östlich und südlich des Grazer Paläozoikums ist wenig untersucht. Die tektonische Stellung der Gneise des Birkfelder Gebietes ist fraglich. Weiter im Osten und Südosten ist das Bergland überwiegend aus Gneisen und hochmetamorphen Glimmerschiefern aufgebaut. Die südöstlichsten Eckpfeiler dieses kristallinen Berglandes bilden der Ringkogel bei Hartberg (795 m) und der Kulmburg südöstlich von Anger. Das im Gebiete zwischen Weiz und Maria Trost auftretende Kristallin hat große Ähnlichkeit mit den Paragneisen der Stubalpe.

Der flache Höhenrücken des Geschriebensteins (883 m) stellt einen vom übrigen Gebirge durch transgredierendes Tertiär abgetrennten, weit nach Osten vorgeschobenen Gebirgszug dar. Er besteht aus Grauwackenschiefern, denen das Tertiärmeer an der seinerzeitigen Küstenlinie Leithakalke angelagert hat. Die Schiefer erscheinen im Süden des Hauptzuges nochmals in der Gebirgsinsel des Eisenberges, durch die sich die Pinka in einem kleinen epigenetischen Durchbruch den Weg nach Osten bahnt.

Nordwestlich des Geschriebensteinzuges bei Bernstein tritt Serpentin auf, der an Südhängen ähnlich xerotherme Standortsbedingungen schafft, wie der Serpentin von Kraubath. Weiter nördlich schließt sich das Mittelgebirge der Buckligen Welt an, welches bis 900 m aufragt und dessen nordöstlichsten Ausläufer das Rosalingebirge bildet. Von ihm durch die Ebenfurter Pforte getrennt, stellt das Kristallin des Leithagebirges ein Bindeglied zwischen den östlichen Voralpen, den Hundsheimer Bergen und den Kleinen Karpathen dar, die engen geologischen Beziehungen beider Gebirge andeutend.

Vergleicht man den Landschaftscharakter der östlichen Voralpen mit dem benachbarter Teile des Untersuchungsgebietes, so fällt die schwere Zugänglichkeit trotz der geringen relativen Erhebung des Gebirges auf. Es fehlen hier, wenn man vom Semmeringgebiet absieht, von der Natur vorgezeichnete Wege und solche mit großem Kostenaufwand künstlich zu schaffen, bestand kein Anlaß, da das Gebiet, abgesehen von seinen Rändern und einigen größeren Tälern, schütter besiedelt ist. Die weithin vorherrschenden kalkarmen Gesteine haben wenig fruchtbare Böden geliefert, deren Ertragsfähigkeit durch die geringen sommerlichen Niederschläge, die auf den pannonischen Klimaeinfluß zurückzuführen sind, noch eine weitere Verminderung erfährt. Die sommerliche Trockenheit und Wärme hat besonders am Ostrand des Gebirges, so am Ringkogel bei Hartberg, an den südexponierten Hängen und am Gipfelkamm des Geschriebensteins, aber auch am Nordrand der Buckligen Welt, xerotherme Reliktstandorte geschaffen, die denen am Ostabbruch der nördlichen Voralpen an der Thermenlinie zwischen Kalksburg und Fischau im Artenreichtum nur wenig nachstehen. Auch die mesozoischen Kalke im Pittental und im Semmeringgebiet stellen ein thermisch begünstigtes Gelände dar, während im Bereiche der höchsten Dauersiedlungen auf der Nord- und Ostabdachung des Wechsels ein sehr rauhes Klima herrscht. Der Wechsel selbst, das Stuhleck, die Prätulalpe und das Rennfeld tragen in höheren Lagen einen ausgeprägt subalpinen Charakter. Die Kuppen des Wechsels und Stuhlecks sind im Zusammenhang mit der Almwirtschaft bis 1500 m herab künstlich entwaldet, beherbergten aber nur ganz wenige hochalpin lebende Tierarten. Im übrigen trägt das Gebiet vorwiegend den Charakter eines Waldgebirges, welches sich scharf von seinem intensiv landwirtschaftlich genutzten Vorlande abhebt.

k) Das östliche Alpenvorland

Das Tertiärland im SO und O der Alpen hob sich im Zusammenhange mit den tektonischen Bewegungen im Alpenraume langsam, im Norden stärker als im Süden empor. Infolgedessen schnitten die Flüsse und Bäche, die es entwässern, immer tiefer in die alte Landoberfläche ein, räumten die Tertiärlagerungen aus den von ihnen gebildeten Erosionsfurchen aus und lagerten an deren Grunde ihre alluvialen Sedimente ab.

Ähnlich wie in anderen Teilen des Alpenvorlandes sind auch hier mehrere Flußterrassen unterscheidbar, deren jede offenbar einer Eiszeit ihre Entstehung verdankt. Besonders deutlich läßt sich das System der Terrassen an der Mur verfolgen, wo es von A. Winkler-Hermaden und seiner Schülerin T. Wiesböck eingehend studiert wurde. Es sind mindestens vier Terrassenniveaus erkennbar. Die jüngste Terrasse, die in der Gegend von Radkersburg nur 1 bis 2 m über dem rezenten Talboden liegt, trägt über dem Tertiär nur eine wenig mächtige Decke fluviatiler Sedimente. Diese lassen durch geringe Verwitterung und Entbasung ihr jugendliches Alter erkennen und sind offenbar während der Würmeiszeit abgelagert worden. Das nächste Terrassenniveau liegt mehrere Meter höher und trägt

eine bis über 2 m mächtige Decke schweren Schlufflehmes, der schon in geringer Tiefe völlig wasserundurchlässig und durch Bildung von Eisenkonkretionen außerordentlich stark verfestigt ist. Der Schlufflehm ist fluviatiler Herkunft, was die stellenweise darin auftretenden, deutlich „gerichteten“ Schotter klar erkennen lassen. Er ist stark verwittert und oberflächlich stark entbast, überdies samt den darunter lagernden tertiären Sanden und Schottern gelegentlich noch in 1 m Tiefe durch eiszeitliche Frostbodenwirkung gestört. Es handelt sich demnach um eine Bildung die vor die letzte Eiszeit zurückreicht und wohl schon der Reißperiode angehört. Die dritte und vierte Terrasse tragen ebenfalls eine Schlufflehmdecke fluviatiler Herkunft über den Tertiärsedimenten. Das Material derselben ist noch stärker verwittert und entbast als das der zweiten Terrasse und zweifellos noch älter als diese. Schließlich erkennt man noch ein fünftes höchstes Niveau, auf dem jedoch im Bereiche des Murtales keine jüngeren fluviogenen Sedimente mehr erhalten sind.

Der schwere Schlufflehm ist in den tieferen Schichten vollkommen wasserundurchlässig, leidet daher in niederschlagsreichen Perioden an stauender Nässe, während er in Trockenperioden mangels Nachlieferung von Kapillarwasser aus dem Untergrund vollkommen austrocknet. Er gehört zu den ungünstigsten Böden des Untersuchungsgebietes und ist unter dem Namen Obok von den Landwirten gefürchtet. Infolge der wechselnden Durchfeuchtung, Basenarmut und starken Erodierbarkeit ist er gleich den Rotlehmern des Mediterrangebietes lebenabweisend und daher nur schütter von Organismen besiedelt. Sein Schlufflehmgehalt stammt nach Kubiena (mündl.) aus tertiären Bodenbildungen, die durch fließendes Wasser in den Obok eingeschwemmt worden sind.

Während die Tertiärschotter, die Quarzsande und auch die Schlufflehme mehr oder weniger kalkarm sind, stellt der an den Steilküsten des ehemaligen Tertiärmeeres angelagerter Leithakalk ein sehr kalkreiches Material dar. Wo er an südexponierten Hängen ansteht, wie dies am S-Hang des Ringkogels bei Hartberg, am S-Hang des Geschriebensteins bei Rechnitz und Neuhodis und am S-Hang des Marzer Kogels bei Marz-Rohrbach der Fall ist, finden sich lokalklimatisch besonders begünstigte Standorte mit einer artenreichen thermophilen Flora und Fauna. Löß und Lößlehm fehlt, wie Penck (l. c.) und Sölch (1917, p. 431) hervorgehoben haben, am Ostfuß der Alpen vollständig.

Das Steinfeld ist von großen Massen diluvialen Kalkschuttes erfüllt, der in der Hauptsache in der Würmeiszeit abgelagert wurde. Nur an wenigen Stellen, so am Ausgange des Piestingtales südlich von Leobersdorf, sind Reste älterer Schotterterrassen erhalten (vgl. u. a. Büdel 1944). Das Schuttmaterial wurde in der Hauptsache von zwei Flüssen, der Schwarza und der Piesting, abgelagert. Das gesamte südliche Steinfeld mit einer Fläche von rund 60 km² wird von dem Schuttkegel der Schwarza eingenommen, an den sich im Norden das von Fischau bis Sollenau reichende 80 km² messende Schuttdelta der Piesting anschließt. Die wasserdurchlässigen Schotter leiten alles Oberflächenwasser in die Tiefe ab, wo es sich an der Grenze gegen die feinkörnigen Tertiärsedimente staut und dem Gefälle folgend nach Norden abfließt. Da die Schotter in der gleichen Richtung an Mächtigkeit abnehmen, tritt das Grundwasser am N-Rand des Steinfeldes überall dort zutage, wo die Schotterschicht so seicht wird, daß sie den Grundwasserstrom nicht mehr zu fassen vermag. Dort haben sich demzufolge ausgedehnte Sumpfflächen gebildet, die in neuerer Zeit größtenteils künstlich entwässert und in Kultur genommen worden sind. Die Kalkschotter des Steinfeldes lieferten seichte und trockene Verwitterungsböden, die nur eine kümmerliche Vegetation zu tragen vermochten. Die dürrftige Pflanzendecke hat die Bodenoberfläche vor der erodierenden Wirkung der vom Gebirge herabkommenden Weststürme nur mangelhaft zu schützen vermocht, weshalb noch heute ständig feines Verwitterungsmaterial aus dem Schotter ausgeblasen wird. Die Bemühungen, teils durch Aufforstung mit Schwarzkiefern, teils durch Ackernutzung in Verbindung mit künstlicher Bewässerung die Bodenfruchtbarkeit zu heben, haben nur zum Teile zu Erfolgen geführt. Durch diese Kulturmaßnahmen und durch die Inanspruchnahme ausgedehnter Flächen für industrielle Zwecke und für Siedlungsland ist der ursprüngliche Charakter der Landschaft weitgehend verändert worden. Dennoch gibt es an Rainen, auf extensiv genutzten Weideflächen und am Rande von Schottergruben noch wenig berührtes Land, welches in Verbindung mit älteren naturwissenschaftlichen Schilderungen erkennen läßt, daß das Steinfeld einst von xerothermen Organismen dicht bevölkert war und Pflanzen- und Tiergemeinschaften beherbergte, die sich in ihrer Artenzusammensetzung von denjenigen des Alpengebietes außerordentlich stark unterscheiden.

3. Quartärgeschichte

Die gewaltigen Veränderungen, die sich am europäischen Kontinent seit der Tertiärzeit vollzogen haben, übten auf die Pflanzen- und Tierwelt desselben eine so tiefgreifende Wirkung aus, daß der

Werdegang der rezenten Fauna und Flora ohne ihre Kenntnis überhaupt nicht zu verstehen wäre. Es ist deshalb notwendig, den Gang der erdgeschichtlichen Ereignisse, soweit er für das Untersuchungsgebiet von Belang ist, im Rahmen dieser Monographie zur Darstellung zu bringen.

Schon in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts wurde die Tatsache, daß gewaltige Großvereisungen mehrmals ganz Nordeuropa, Teile des nördlichen Mitteleuropa sowie den Großteil der Alpen unter Firn und Gletschereis begruben, gesichertes Wissensgut. Es war klar, daß derartige Großvereisungen der Gesamtlandschaft unauslöschliche Züge aufprägen mußten und auch in der Organismenwelt deutliche Spuren hinterlassen haben. Unter der Eisdecke wurde so gut wie alles Leben vernichtet, in ihrem Bereich konnten sich nur dort bedürfnisloseste Organismen dauernd behaupten, wo Felsinseln über das Eisniveau emporragten und wenigstens stellenweise ausaperten. Alle Organismen, die höhere Ansprüche an ihre Umwelt stellten, mußten zugrunde gehen, so daß die altendemische Fauna innerhalb der Vereisungsgrenzen so gut wie gänzlich vernichtet wurde. Schon unmittelbar außerhalb des Eisrandes vermochten sich dagegen, wie uns die rezenten Verhältnisse in der Arktis lehren, artenreichere Organismengemeinschaften zu behaupten und in geschützten Lagen finden sich gelegentlich schon in geringer Entfernung vom Eise relativ hochentwickelte Biozönosen. Die möglichst exakte Ermittlung der äußersten Grenzen der eiszeitlichen Verfirnung und Vergletscherung ist demnach von allergrößter Bedeutung für das Verständnis des Werdeganges der rezenten Pflanzen- und Tierwelt des Untersuchungsgebietes.

Die Forschungen der letzten Jahrzehnte haben allerdings zu der Erkenntnis geführt, daß nicht bloß die Gletscher selbst, sondern auch die Wirkungen des Eiszeitklimas im periglazialen Gebiete auf die Landschaftsmorphologie und die Organismenwelt außerordentlich tiefgehende Wirkungen ausgeübt haben. Bodenfrost, Solifluktion, verstärkter Materialtransport durch Wasser und Wind, haben im weiten Umkreis um die Vereisungszentren das Land denudiert und im Verein mit der Ungunst des Klimas die präglaziale Flora und Fauna zerstört. Die historische Biogeographie muß sich deshalb in Zukunft weit intensiver als das bisher geschehen ist mit den pleistozänen Veränderungen in der Organismenwelt der eiszeitlich gletscherfreien Gebiete Europas befassen und die bisher zum großen Teile ungeklärte Lückenhaftigkeit und inselhafte Verbreitung der Reliktf fauna im dauernd eisfreien Teile des europäischen Kontinents studieren. Dies hat aber eine möglichst genaue Kenntnis aller jener Vorgänge zur Voraussetzung, die sich im Gebiete außerhalb der Vereisungsgrenzen im Laufe der Klimaveränderungen während des Quartärs zerstörend oder erhaltend auf die Organismenwelt ausgewirkt haben. Es wird im folgenden der Versuch unternommen, zunächst die Grenzen der alpinen Vereisung auf Grund der bestehenden Literatur so genau wie möglich anzugeben und dann auch von der Wirkung des glazialen Klimas auf die Denudation der eisfreien Gebiete eine möglichst naturgetreue Vorstellung zu gewinnen. Schließlich wird das Klima während der Vereisungsperioden und der gesamte Klimaverlauf im Eiszeitalter zu erörtern sein. Der Darstellung werden, bedingt durch den Umstand, daß die einzige zusammenfassende Darstellung der Materie, das dreibändige Penck-Brücknersche Werk vor einem halben Jahrhundert geschrieben worden ist, die spätere Literatur aber keine neuerliche Zusammenfassung gefunden hat und die Erforschung des alpinen Quartärs in den einzelnen Teilen des Untersuchungsgebietes sehr verschieden weit vorgeschritten ist, notwendigerweise Mängel anhaften. Diese betreffen einerseits die exakte Erfassung der Vereisungs- und Verfirnungsgrenzen, anderseits die exakte chronologische Einordnung der festgestellten Phaenomene und schließlich auch die Darstellung der eiszeitlichen Klimaverhältnisse, die gerade in der jüngsten Zeit in Verbindung mit der Erforschung der Eiszeitspuren im periglazialen Gebiete sehr lebhaft diskutiert werden.

a) Das Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung des Untersuchungsgebietes

Während des Maximums der alpinen Vergletscherung lag die Gletscheroberfläche am Alpenhauptkamm in einer Höhe von etwa 2300—2500 m. Sie sank von hier gegen den Gebirgsrand ab und erreichte dort, wo die großen Talgletscher das Gebirge verließen, noch eine Niveauhöhe von 1000 bis 1400 m. Gegen den Alpenhauptkamm konvergiert das pleistozäne Eisniveau mit dem rezenten. Klebelsberg (1948—49, p. 685) drückt diesen Sachverhalt mit folgenden Worten aus: „Nach den innersten und höchstgelegenen Teilen der Alpen hin, in den Firngebieten der Gegenwart, näherte sich die Obergrenze der eiszeitlichen Gletscher jener der heutigen, um zuletzt in allmählichem Konvergieren in sie überzugehen. Das eiszeitliche Firnareal erhob sich hier nicht wesentlich über das heutige, nirgends wuchs für größere Ausdehnung das Eisstromnetz zu einer inlandeisartigen Überwallung der höchsten Kämme — die Abflußmöglichkeiten nach beiden Seiten waren groß genug“

Es ist im Rahmen unserer Untersuchung nicht beabsichtigt, näher auf Einzelheiten der Eiszeitchronologie einzugehen, da diese nach wie vor in vielen Punkten umstritten sind und eine Diskussion der verschiedenen Anschauungen den Rahmen dieses Werkes sprengen würde. Nur so viel sei gesagt, daß die klassische Viergliederung des Pleistozäns in Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit heute nicht mehr aufrechterhalten werden kann. Die Zahl der durch ausgeprägte Interglaziale voneinander getrennten Großvereisungen war zweifellos wesentlich größer als ursprünglich angenommen. Gerade im klassischen Gebiete der alpinen Eiszeitforschung, in dem Penck zuerst seine vier Eiszeiten nachwies, im Bereiche der Riß-Lech-Platte, unterscheidet man heute eine größere Zahl von Vereisungsperioden. Die Arbeiten von Eberl (1930), Graul (1949, 1951) und Weidenbach (1937, 1951 a, b) haben hierfür ein umfangreiches Beweismaterial beigebracht. Es heben sich in diesem Gebiete bei Zugrundelegung der Penckschen Nomenklatur die Bildungen aus drei getrennten Rißeiszeiten und zwei Würmeiszeiten voneinander ab, wobei das große Interglazial zwischen Riß II und Riß III und nicht zwischen Riß III und Würm I zu liegen kommt.

Im östlichsten Teile der Alpen ist eine Revision der von Penck und seinen Schülern durchgeführten chronologischen Zuordnung der pleistozänen Phaenomene bisher noch nicht durchgeführt worden. Schwierigkeiten, die der Zuordnung einzelner Moränen- und auch Terrassenhorizonte zu einer der vier klassischen Eiszeiten mancherorts, so im Bereiche der Steyr und Krems, entgegenstehen, lassen aber erkennen, daß auch hier von den Fakten eine größere Zahl von Vereisungsperioden angezeigt wird. Da eine Neubearbeitung der Eiszeitchronologie für unser Gebiet aber noch aussteht, bleibt nichts übrig, als die alte Pencksche Gliederung vorerst noch beizubehalten, wobei man sich allerdings der komplexen Bedeutung der Termini „Riß“ und „Würm“ bewußt bleiben muß.

Ihre größte Ausdehnung erlangten die Gletscher in den Nordostalpen in ihrer Mehrzahl während der Rißeiszeiten. Wo die Vergletscherung während der älteren Mindeleiszeiten ein noch größeres Areal umfaßte, sind die Unterschiede im Untersuchungsgebiete fast durchwegs gering, so daß die rißzeitlichen Endmoränen hier annähernd die äußersten Gletscherstände anzeigen. Die Würmvergletscherung blieb hinter der älteren der Rißperiode vielerorts beträchtlich zurück. Im folgenden wird deshalb bloß die Riß- und Würmvereisung der Täler und Gebirgsgruppen des Untersuchungsgebietes eingehend besprochen werden. Ich folge dabei in der Hauptsache der klassischen Darstellung, die Penck und Brückner (1909) von den Eiszeitverhältnissen in den Apen gegeben haben, wobei die neuere Literatur und die geologischen Karten nach Möglichkeit berücksichtigt wurden.

An der Westgrenze des Gebietes war die Vergletscherung der Nordalpen, bedingt durch größere Massenerhebung und höhere Niederschlagsmengen, am intensivsten, weshalb es hier zu einer sehr ausgedehnten Talvergletscherung gekommen ist. Der Gletscherstrom der Salzach stieß bis ins Vorland vor und hat sich dort fächerförmig verbreitert. Die Jungmoränen umschließen ein ca. 1100 km² großes Gebiet, welches im Westen bei Teisendorf am Fuß der Flyschzone beginnt und dessen nördliche Begrenzung von da in großem Bogen über Nunreut zwischen Tittmoning und Burghausen nach Mattsee und weiter bis Plainfeld reicht, wo die Endmoränen des würmzeitlichen Salzachgletschers mit denen der westlichsten Äste des Traungletschers zusammentreffen. Der Rißgletscher reichte noch etwas weiter nordwärts, seine Endmoränen liegen bei Kirchweidach, Burghausen und Mattighofen. Die Flyschberge östlich von Salzburg wurden weithin bis zu einem Niveau von etwa 850 m vom Eise überflossen und mit Moränenmaterial überdeckt. Noch der Neuberg östlich von Salzburg (899 m), der Haunsberg (833 m) und der Buchberg südlich Mattsee (794 m) tragen auf ihrem Gipfel erratisches Material; auf dem Tannberg (784 m) östlich Mattsee findet sich solches unweit unterhalb der Spitze. So scheinen der Hohe Staufen (1771 m) bei Reichenhall, der Untersberg (1853 m) und der Gaisberg (1286 m) östlich von Salzburg die nördlichsten Gipfel gewesen zu sein, die am Alpenrande aus dem dort etwa bis 1000 m Höhe emporreichenden Gletscherstrom emporgeragt haben. Das Eis schürfte einen bis weit ins Gebirge hinein übertieften Taltrog aus, der in interglazialer Zeit von einem rund 150 km² großen See erfüllt war. Die Salzburger Nagelfluh, das Sediment dieses Sees, liegt auf dem Mönchsberge noch in 503 m Höhe, woraus sich ergibt, daß der Seespiegel zeitweilig noch höher gelegen haben muß. Die Folgen der unzureichenden Entwässerung sind bis heute noch in Form einer ausgedehnten Versumpfung des seinerzeitigen Gletscherbereiches sichtbar. Das Leopoldskroner Moor, das Ibmer Moos und zahlreiche kleinere Moor- und Sumpfflächen, verdanken ebenso dem Rückstau des Wassers an den sich seinem Abfluß in den Weg legenden Moränenwällen und der Übertiefung des Talbodens ihre Entstehung wie die Trummer Seen und der Wallersee.

Wie schon erwähnt, trafen während der maximalen Vergletscherung der Alpen die Eisströme der Salzach und der östlich benachbarten österreichischen Traun im Vorlande bei Plainfeld aufeinander. Das bedeutet aber nicht, daß sich im Vorlande von hier bis zum Traunsee im Osten ein weiteres großes Zungenbecken entwickelte. Der Traungletscher blieb vielmehr in seiner Hauptmasse im Gebirge stecken und erreichte das Vorland in drei Strömen, die in der Würmeiszeit vollkommen isoliert endeten und auch während der Rißzeit keine so abgeschlossene Moränenlandschaft bildeten wie die Salzach. Der westlichste Strom drang durch das Mondsee- und Irrseeal zum Vorland vor, der mittlere durch das Tal des Attersees und der östlichste durch das Trauntal selbst. Gespeist wurden diese Eisströme durch die Firnfelder auf den ausgedehnten Plateaus des Dachsteinmassivs und des Toten Gebirges, von denen herab sich die Gletscher in das Talsystem der Traun ergossen und dieses im mittleren Salzkammergut bis zu großer Höhe erfüllten. Penck (l. c.)¹ deutete loses Geröll, welches auf der Höhe der Trisselwand in 1750 m und auf der Saarseinalpe unter dem Saarseingipfel in 1800 m gefunden wurde, als erratisches Material glazialer Herkunft. Wenn auch ein so hoher Eisstand durch die biogeographischen Befunde nicht bestätigt wird, so ist es doch sicher, daß das Eis im Ausseer Becken bis über 1500 m Höhe aufgestaut war und als geschlossene Eismasse bis in die Gegend von Ischl reichte. Erst hier, wo nach Penck der Talboden vom Eise noch bis 1250 m Höhe bedeckt war, teilte sich der Eisstrom und fand über die niederen Sättel beiderseits des Schafberges, aber auch in der westlichen Fortsetzung des Ischltales sowie schließlich in dem engen Talgraben der Traun seinen Abfluß.

Der westliche Eisstrom drang nicht bloß, wie schon erwähnt, über den Wolfgang-, Mond- und Irrsee ins Vorland vor, wobei der Irrsee offenbar in einer zwischen zwei Moränenrücken abgesperrten Talstrecke gebildet wurde, sondern entsandte auch zwei Seitenzweige nach Westen. Der nördliche von diesen bahnte sich seinen Weg im Tal der Griebler Ache, der südliche in der Furche, die von St. Gilgen über Fuschl hinaus das Ischltal gegen Westen fortsetzt. Beide Zweige traten miteinander und mit dem Salzachgletscher bei Plainfeld in Berührung und müssen noch eine ansehnliche Mächtigkeit besessen haben, was sich aus dem Umstande ergibt, daß das Eis im Bereiche des Fuschlsees noch eine Höhe von nahezu 900 m erreicht hat. Im Alpenvorlande sind Rißmoränen, denen vielfach solche älterer Eiszeiten vorgelagert sind, bis Straßwalchen, Frankenmarkt und Attnang vorgeschoben, während die würmzeitlichen Moränenkränze die Becken des Atter- und Traunsees im Norden unmittelbar begrenzen. Der Traungletscher erreichte im Zungenbereich, dort wo er das Aurachtal sperrte, noch ein Niveau von 600 m, bei Gmunden ein solches von 500 m, so daß in der Seemitte mit einem solchen in 700 m Höhe gerechnet werden muß. In ähnlicher Weise trifft man bei Schörfling auf einen Moränenwall, der nur bis 520 m aufragt, aber schon den N-Hang des Buchberges am Westufer des Attersees berührt die Moräne in 640 m Höhe und ein südlich des Buchberges bis zur Ager vordringender Gletscherast hat auf seiner Südseite Moränenmaterial bis zu 680 m aufgetürmt. Berücksichtigt man, daß im Bereiche der Eisenau-Almen am Osthang des Schafberges Ufermoränen in fast 1000 m Höhe gefunden wurden, so ergibt sich, daß das Eis noch am Gebirgsrande zeitweilig alle niederen Höhen bedeckte und daß die bedeutenderen Erhebungen als größere oder kleinere Inselberge ringsum von Eis umflossen waren.

Gegen das Gebirgsinnere hat die Eisdecke eine immer zusammenhängendere Fläche unter sich begraben. Das geht aus dem Umstande hervor, daß sich in den Moränen, die dem Fuschl-, Irr-, Atter- und Traunsee vorgelagert sind, Urgesteinsgeschiebe finden, die davon Zeugnis ablegen, daß der Traungletscher ausgiebigen Zustrom aus den Zentralalpen erhalten hat. Dieser ist offenbar zum großen Teile aus dem Ennstal ins Traungebiet gelangt, wofür das Vorhandensein zentralalpiner erratischen Materials auf der Höhe der östlichen Ausläufer des Dachsteinmassivs in 1400—1650 m Höhe einen eindeutigen Beweis liefert. Es wurde demnach die Wasserscheide zwischen Enns und Traun in der zwischen Dachstein und Grimming klaffenden Lücke weithin vom Eise des Ennsgletschers überflossen, so daß auch der Stoderzinken und der Gröbminger Kamm nur große Nunatakr darstellten. Penck hebt hervor, daß der Anteil an kristallinen Geschieben in den Ablagerungen der Mindel- und der Rißzeit bedeutend größer ist als im Material der Jungmoränen. Das findet seine Erklärung darin, daß der Ennsgletscher während der Würmzeit ein bedeutend niedrigeres Niveau erreichte als zur Bildungszeit der älteren Moränen. Wir werden hierauf bei Besprechung der Ennstalvergletscherung noch zurückkommen.

¹ Die von Penck bearbeiteten Teile des Penck-Brücknerschen Werkes (1909) werden im folgenden in dieser abgekürzten Form zitiert.

Zu der zusammenhängenden Talvergletscherung trat im Salzkammergut allenthalben eine intensive lokale Vergletscherung und Verfirnung. Die Gruppe des Osterhornes, deren höchste Erhebung der Hochzinken (1762 m) bildet, sandte mehrere Lokalgletscher dem Salzachgletscher zu. Einer von diesen erfüllte das Gaissautal östlich Hallein, ein zweiter das Tal des Hintersees bis zu einer Höhe von 1100 m, die der lokalen Schneegrenze entspricht. Auch die Felblingseen (1070 m) am Fuße des Felblingberges und der Eibensee (950 m) am Fuße des Eibenkopfes scheinen kleine Karsen zu sein, die von Lokalgletschern gebildet wurden und auf eine Schneegrenze in 1000 bis höchstens 1100 m Höhe hinweisen. Ebenso scheint der Schafberg eigene kleine Gletscher getragen zu haben. Im Bereiche des Leonsberges waren sowohl die „Weite“ wie die „Enge Zimitz“ eiserfüllt, die Schneegrenze muß hier nach Götzinger (1941) noch zu Ende der Würmeiszeit auf 1100 m Höhe herabgedrückt gewesen sein. Eine beträchtliche lokale Vergletscherung hat das Höllengebirge aufgewiesen, auf dessen Plateau während der Eishochstände ausgedehnte Firnfelder lagen. Das Langbaththal, dessen lokale Vergletscherung Penck (l. c.) und in jüngerer Zeit Götzinger (1941) beschrieben haben, bildete die Abflußrinne für die von der Nordflanke des mittleren und östlichen Plateauabschnittes herabströmenden Eismassen. Im Bereiche des Feuerkogels waren Alpengraben und Bärengraben Hauptzuflußgebiete, während sich das um den Grünalmkogel gebildete Eis durch den Hirschbachgraben talwärts bewegte. Die beiden Langbathseen sind von Moränenwällen umgrenzte Gletscherseen. Der Lokalgletscher des Langbathtales hat zwischen Niederspielberg und Luegg die Wasserscheide gegen das Aurachtal überschritten und hatte in seinen würmzeitlichen Ausmaßen nach Penck (l. c.) eine Schneegrenzlage in etwa 1100 m Höhe zur Voraussetzung. Spuren einer ausgedehnteren älteren Vergletscherung des Langbath- und Aurachtales führten Penck zur Annahme, daß die Schneegrenze des Riß noch um 100 m tiefer, also nur in 1000 m Höhe gelegen war. Selbst der isolierte Traunsteinstock besaß einen eigenen Gletscher, der auf seiner Nordostseite ein Kar bildete, in dem sich der Laudachsee, von hohen Moränenwällen umgeben, gebildet hat. Auch dieser Gletscher setzt eine Schneegrenze von unter 1100 m voraus.

Das Rettenbachtal östlich von Ischl hat dem Traungletscher beträchtliche Eismassen zugeführt. Sie stammten einerseits aus dem Gebiete westlich des Schönberges, von wo sie durch den Kargraben abflossen und anderseits aus dem Gebiete des Losers. Auch vom Hochplateau des Toten Gebirges südlich vom Schönberg kam über den Schoßboden ein Eisstrom herab, der sich unterhalb der Schafbergalm mit dem Losergletscher vereinigte. Der Schönberg (2091 m), der Große und der Kleine Wildkogel (beide 1992 m) und der Grieskogel (2009 m) ragten nach Götzinger (1941 p. 4) als Nunatakr über die gewaltige Firndecke des Plateaus heraus. Der steile Nordabfall des Toten Gebirges dürfte nach Penck noch während der letzten Eiszeit in seinem Schatten die Bildung einer zusammenhängenden Gletschermasse ermöglicht haben, die durch das Offenbachtal, Almtal und Steyrlingtal dem Vorlande zufließte. Der Offensee-Traunweißenbachtalgletscher hat den Traungletscher eben noch erreicht und im Grenzbereiche sehr viel Erosionsmaterial angehäuft. Der Almgletscher ist zur Rißeiszeit fast bis in das Alpenvorland vorgedrungen, seine Moränen liegen südlich von Viechtwang am Fuße der Flyschberge. Die Vergletscherung des Tales während des Jungpleistozäns reichte bis in die Gegend von Grünau. Penck vermutet, daß auch das Reimbachtal von einem Gletscher erfüllt war, der von dem nur 1485 m hohen Hochkogel nach Osten gegen das Almtal abfloß. Die geologische Spezialkarte (Blatt Kirchdorf) weist außerdem Würmmoränen in allen größeren kalkalpinen Seitengraben des Almtales, so im Auerbachgraben, Hinter- und Vorder-Reimbachgraben, im Staneckbachgraben und im obersten Teile des Grünaubachtales aus. Selbst auf dem Nordosthang des Steinecks, das nur 1420 m hoch ist, sind Moränenablagerungen der Würmperiode kartiert. Daraus ergibt sich, daß hier, wie schon Penck auf Grund seiner Moränenfunde im Reimbachgebiete angenommen hat, die Schneegrenze noch während der Würmeiszeit unter 1000 m gelegen haben muß. Die Berge beiderseits des Almtales waren demnach trotz ihrer geringen Höhe intensiv verfirnt und aperten während der Eishochstände nur in beschränktem Umfange aus. Dennoch haben hier, wo die Talvergletscherung nicht mehr so ausgedehnt war wie im Salzach- und Traungebiet, zweifellos gewisse Refugialgebiete unterhalb der Schneegrenze während des ganzen Pleistozäns bestanden.

Im Steyrlinggebiet finden sich Moränen im Haslgraben, Zösengraben und in dem Nebental, welches der Anstiegsweg von Steyrling auf den Kasberg benützt. Auch auf dem Wasserboden östlich vom Schwereck und auf der Legeralm im Süden der Kremsmauer verzeichnet die Spezialkarte Würmmoränen. Der Steyrlinggletscher hat von hier durch den zum Haupttal führenden Graben einen letzten Zufluß erhalten und selbst unweit unterhalb Steyrling geendet. Nach den Angaben der Spezialkarte war demnach die Ausdehnung des würmzeitlichen Steyrlinggletschers nicht so gering wie Penck an-

genommen hat. Dementsprechend kann auch die Schneegrenze hier nicht um so viel höher gelegen haben als im Almgebiet, wie dies Penck annimmt. Höher als am Nordalpenrande ist sie im Regenschatten des Toten Gebirges an dessen Ostseite aber unbedingt anzusetzen, so daß hier für die Persistenz einer präglazialen Gebirgsfauna sicher günstigere Bedingungen geherrscht haben als zwischen Traun und Alm.

Schreitet man am Alpenrande von Westen nach Osten fort, so begegnet man jenseits der Traun noch einmal, an der Krems, eiszeitlichen Moränen. Es sind die Endmoränen des Steyrgletschers, der aus dem Steyrtal in das Kremstal übertretend während der Rißeiszeit bis Kremsmünster gereicht und dahin neben kalkalpinem auch kristallines Material verfrachtet hat. Der kristalline Anteil an den glazialen Geschieben gibt Zeugnis davon, daß der rißezeitliche Steyrgletscher nicht nur von den Firnfeldern des Toten Gebirges und der Warscheneckgruppe, sondern auch vom Ennstal her über den nur 945 m hohen Pyhrnpaß gespeist worden ist. Wie im Gebiete des Salzach- und Traungletschers, so lagern auch im Kremsgebiet zu äußerst ältere Moränen, die nach Penck der Mindeleiszeit zugehören. Während aber an Salzach und Traun die Jungmoränen in geringem Abstände innerhalb der älteren Moränenkränze zur Ablagerung kamen, treffen wir im Flußgebiete der Steyr die Würmmoränen erst weit im Inneren des Gebirges. Es hat sich zwar auch während der letzten Großvereisung der Alpen ein Gletscher von der Nordseite der Kremsmauer in das Alpenvorland ergossen, dieser hatte aber höchstens 3 km Länge und nur eine geringe Breite. Seine Endmoräne liegt beim „Badhaus“ unweit oberhalb Micheldorf und läßt erkennen, daß das breite Tal von Micheldorf und der Übergang aus demselben ins Steyrtal während des Würm eisfrei geblieben sind. Dementsprechend läßt sich die Niederterrasse von der Einmündung der Steyr in die Enns flußaufwärts nicht bloß bis Klaus, sondern noch ein erhebliches Stück weiter ins Gebirge hinein verfolgen. Erst im Talkessel von Hinterstoder oberhalb der Enge von Stromboding liegen Jungmoränen, die der aus der Polsterlucke herabfließende Steyrgletscher der letzten Eiszeit abgelagert hat. Nach Penck (l. c.) kann die Schneegrenze zur Zeit der Bildung dieses Gletschers im Gebiete von Hinterstoder nicht niedriger als 1300 m gelegen gewesen sein. Wie die Steyr, so ist auch der Unterlauf der Teichl noch schluchtartig in die Niederterrasse eingeschnitten. Erst unweit der Pießlingmündung bei Zick wird die flache Terrassenoberfläche, von der Pyhrnbahn aus gut sichtbar, durch eine unruhige Moränenlandschaft abgelöst. Das versumpfte Becken von Windischgarsten stellt somit das Zungenbecken des würmzeitlichen Gletschers dar, welcher das obere Teicheltal erfüllte. Seine Moränen steigen in Vorderstoder auf der Wasserscheide zwischen Teichl und Steyr bis 800 m empor und zeigen dadurch an, daß die Talvereisung den Kessel von Windischgarsten während der letzten Eiszeit bis zu dieser Höhe erfüllt hat. Da sich vereinzelt Urgesteinsbrocken in den Schottern der Niederterrasse finden, muß auch während der letzten Großvereisung noch ein, wenn auch schwacher Eisstrom vom Pyhrnpaß ins Tal der Teichl übergeflossen sein. Dies setzt voraus, daß das Eisniveau am Pyhrnpaß mindestens 1000—1100 m erreicht hat, eine Höhe, die nach den Verhältnissen im benachbarten Ennstal zu schließen eher zu niedrig als zu hoch angesetzt ist.

Daß die Eisströme der älteren Mindel- und Rißeiszeiten im Kremsgebiet viel mächtiger gewesen sein müssen als die der Würmeiszeit, ergibt sich schon aus dem Umstande, daß die Endmoränen der älteren Talgletscher hier 40 km talauswärts der Jungmoränen abgelagert wurden. Die erst in jüngster Zeit von J. Zeitlinger¹ ermittelte Begrenzung der Mindelvergletscherung des Steyrtales fügt sich gut in dieses Bild. Zeitlinger hat die zugehörigen fluvioglazialen Schotter im Steyrtal aufwärts bis oberhalb Grünburg verfolgt und glaubt das zugehörige Moränengebiet nach spärlichen Resten zwischen Obergrünburg und Leonstein festgestellt zu haben. Penck (l. c.) hat in dieser Zone seinerzeit das Ende des rißezeitlichen Steyrgletschers vermutet, jedoch läßt sich nach den neuesten Feststellungen die Hochterrasse viel weiter ins Gebirge hinein verfolgen, und es hat den Anschein, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die Nordseite des Sengengebirges nur sehr wenig vergletschert war (Zeitlinger i. l.). Dieser Befund steht in einem seltsamen Gegensatz zur mächtigen Entwicklung des Steyr-Kremsgletschers dieser Zeit und zu den bei Molln vorhandenen Jungmoränen, die auch nach den neuesten Untersuchungen zweifellos viel jünger sind als die Hochterrasse.

Die Rißendmoränen, die sich beiderseits des Kremstales an die Flyschzone anlehnen, finden auf deren Rücken keine Fortsetzung. Da aber auf der Sattelhöhe des Ziehberges in 690 m, 250 m über dem

¹ Herr J. Zeitlinger (Leonstein) hatte die Freundlichkeit, mir brieflich Mitteilungen über seine noch nicht veröffentlichten quartärgeologischen Studien zu machen. Die folgende Darstellung der glazialgeologischen Verhältnisse stützt sich vorwiegend auf seine Angaben.

heutigen Talboden, Moränenreste erhalten sind, muß der Gletscher im Gebiete von Kirchdorf mindestens bis zu dieser Höhe emporgereicht haben. Im Gebirgsinneren fehlen leider sichere Höhenmarken, da aber der Ennsgletscher im Admonter Kessel während der Rißeiszeit ein Niveau von etwa 1700 m erreicht hat, wird der über den Pyhrnpaß abfließende Seitenast hinter dieser Höhe nicht viel zurückgeblieben sein. Auch wenn man einen steileren Niveauabfall im Norden der Paßhöhe in Rechnung stellt, bedeutet dies, daß noch im Kessel von Windischgarsten, wo das Eis vom Warscheneck und vom Großen Pyhrgas mächtigen Zustrom erhalten hat, das Eis mindestens auf 1300—1400 m aufgestaut gewesen sein muß. Daraus ergibt sich, daß die Höhen, die das Teicheltal begrenzen, während der Rißeiszeit bis über die orographische Schneegrenze unter dem Taleis begraben waren, so daß auf ihnen bestenfalls Geländestreifen in günstiger Exposition regelmäßig ausaperten. In einzelnen Seitentälern der Teichel mögen allerdings günstigere Verhältnisse geherrscht haben, worauf, wie später gezeigt werden wird, auch gewisse tiergeographische Tatsachen hindeuten. Daß der rißzeitliche Steyrgletscher, der weit ins Kremstal vorquoll, anscheinend keinen Ast von Klaus das Steyrtal abwärts entsandt hat, wurde bereits erwähnt. Die im folgenden zu besprechende Lokalvergletscherung ist nach Zeitlinger deutlich jünger als die Hochterrasse und zugleich älter als die Niederterrasse, die überall sehr weit in die Seitentäler hineinreicht. Es liegen hier offenbar Spuren einer größeren Zahl von Vereisungsperioden vor, als das Penck annahm.

Das sich aus der Talvergletscherung des Steyrtales ergebende Bild bedarf noch einer Ergänzung durch Besprechung der örtlichen Vergletscherung der es umsäumenden Gebirge. Die bis 1599 m aufragende Kremsmauer weist auf ihrer Nordseite mehrere Kare mit 1000—1100 m Sohlenhöhe auf. Diese, das Vorkommen von Jungmoränen im obersten Weißenbachtal und das Vordringen eines Lokalgletschers im Kremstal gegen Micheldorf bis 500 m herab lassen erkennen, daß die Schneegrenze auf der N-Seite der Kremsmauer während der letzten Eiszeit höchstens in 1100 m Höhe gelegen haben kann. Auch das Sengsengebirge war auf seiner N-Seite im Jungpleistozän ausgiebig vergletschert. Aus der Hopfing drang ein Gletscher in zwei Ästen gegen das Steyrtal vor. Der eine Ast bewegte sich der Palten entlang und hat in der Ramsau ausgedehnte Moränenablagerungen hinterlassen, der andere erfüllte die Talfurche der Garnweith gegen Molln, wo Böhm (l. c. p. 465) südlich dieses Ortes am Ausgang des Tales eine wohlerhaltene Endmoräne festgestellt hat. Ob diese während der ältesten Periode des Würm oder schon während einer späteren Periode der Rißeiszeit abgelagert worden ist, blieb Penck (l. c. p. 240) und bisher auch Zeitlinger unklar. Im Tal der Krummen Steyrling sind von Böhm (l. c. p. 467—468) Moränenreste noch in 550 m Höhe beim Meserer festgestellt worden, sie sind mit großer Wahrscheinlichkeit während der letzten Eiszeit abgelagert worden. Zeitlinger hat nach persönlicher Mitteilung kürzlich hier auf der NW-Seite des Sengsengebirges in diluvialen Schottern reichlich kristalline Gesteine gefunden, deren petrographische Beschaffenheit auf einen Ferntransport aus dem Tauerngebiete hinweist. Dieses erratische Material kann wohl nur über das 1166 m hohe Haslersgatterl aus dem Kessel von Windischgarsten herangebracht worden sein. Hieraus ergibt sich, daß noch während der Würmeiszeit ein Gletscherast des Ennsgletschers aus dem Talbecken von Windischgarsten nordöstlich des Sengsengebirges bis ins Tal der Krummen Steyrling gereicht haben muß. Aus den bekannten Moränenresten ist ferner zu schließen, daß die Schneegrenze noch während der letzten Eiszeit auf der Nordseite des Sengsengebirges unter 1100 m gelegen haben muß.

Auch diese Befunde zwingen zu der Annahme, daß der Talkessel von Windischgarsten und das obere Teicheltal während der Rißeiszeit bis über die orographische Schneegrenze mit Gletschereis erfüllt waren und daß selbst noch während der Würmeiszeit das Talgletscherniveau bis nahe an die Schneegrenze emporgereicht hat.

An schattigen Hängen dürften demnach in diesem Gebiete in subalpinen Lagen kaum irgendwo Reliktstandorte eisfrei geblieben sein, während dies in Süd- und Südwestexposition, auf der Südwestseite des Sengsengebirges und an den S-Hängen der gegen das Warscheneck und das Tote Gebirge ziehenden Gräben sehr wohl möglich war. Im Sengsengebirge scheinen überdies die vorgelagerten Höhenrücken das Taleis an einzelnen Stellen am Eindringen in die inneren Gräben des Gebirges gehindert und so auch tiefere Lagen vor der Gletscherbedeckung bewahrt zu haben.

Im Westen des Teicheltales war der vom Großen zum Kleinen Priel ziehende scharfe Grat südseits zweifellos während des ganzen Pleistozäns weithin eisfrei und wegen seiner Steilheit während der Sommermonate aper. Großer Priel und Spitzmauer ragten offenbar ebenso wie der Gipfelkamm Toter Mann—Warscheneck—Hochmöbling als Nunatakr aus den Firnfeldern der Hochplateaus empor. Der Kamm der Kremsmauer bezeugt gleichfalls durch seine scharfen Gratformen, daß er

niemals vom Eise abgeschliffen worden ist. Die steile Südseite dieses Gebirgszuges war sicher weithin dauernd firnfrei und wahrscheinlich in beträchtlichem Ausmaße unvergletschert. Auch die Südhänge des Kasberges waren zweifellos streckenweise dauernd unverfirnt. Die Vergletscherung auf der Nordseite des Sengsengebirges erfüllte zwar die größeren Täler und der Steyrgletscher selbst hat, wie wir sahen, das Steyrtal bis nördlich von Molln devastiert, aber die Berge zu beiden Seiten des Steyrtales sind eisfrei geblieben und stellen ein großes, dauernd unverfirntes Reliktgebiet dar. Hier an der unteren Steyr beginnt der zusammenhängende Gürtel von „Massifs de Refuge“ im Sinne von Chaudat und Pampanini (1902), Briquet (1905) und Holdhaus (1910, 1932), d. h. von eiszeitlich unvergletschertem und unverfirntem Gebirgsland und zieht von da ohne weitere Unterbrechung am Alpennordrand ostwärts bis zum inneralpinen Wiener Becken. Das Voralpengebiet mit eisfreien Hangflächen unterhalb der orographischen Schneegrenze hat zweifellos auch während der Zeit maximaler Vergletscherung vielen Organismen, die auf Nunatakrn innerhalb des Eisstromnetzes der Alpen nicht dauernd zu leben vermochten, Zuflucht gewährt. Es stellt deshalb ein Reliktgebiet dar, welches sich, wie später gezeigt werden wird, in dem größeren Artenreichtum der montanen Fauna tieferer Gebirgslagen noch heute als solches erkennen läßt. Es ist klar, daß die möglichst exakte Erfassung der eiszeitlichen Verhältnisse gerade hier an der Westgrenze des zusammenhängenden Refugialgebietes von besonderem biogeographischem Interesse ist, welchem Umstande durch eingehendere Behandlung dieser Zone Rechnung getragen wurde. Biogeographisch nicht minder wichtige Linien stellen die äußersten Grenzen der Talvergletscherung im Flußgebiete der Enns dar; die hier bestehenden glazialgeologischen Verhältnisse sollen nunmehr besprochen werden.

Das Ennstal ist vom Gesäuse aufwärts ein breites Trogtal, das einem mächtigen Talgletscher seine Entstehung verdankt. Derselbe wurde in der Hauptsache von den Firnfeldern der Radstädter und Schladminger Tauern, aber auch vom Tennengebirge und Dachstein gespeist und stand mit dem Gletscherstrom der Salzach über die Wagrainner Höhe (878 m) und den Sattel von Eben i. Pongau (856 m) in Verbindung. Die Höhe, die der Gletscherstrom im obersten Ennstal erreicht hat, wird von Penck mit bis 1900 m angenommen. Der Umstand, daß die vom Hauptkamm der Schladminger Tauern fiederförmig zum Ennstal streichenden Seitenkämme dort, wo sie 2000 m unterschreiten, vollkommen rundgeschliffen sind, während sie in ihren höheren Erhebungen scharfe Gratformen bilden, zeigt an, daß die Erosionswirkung des Eises bis zu diesem Niveau gereicht hat. Mindestens in dieser Höhe lag demnach hier die Oberfläche des eiszeitlichen Talgletschers zum Zeitpunkte seiner mächtigsten Entwicklung und annähernd dieses Niveau läßt sich auch auf der Südseite des Dachsteinmassivs erkennen, wo das Plateau nicht allzu steil gegen die gletschergeformte Landschaft der Ramsau abbricht.

Wir kommen damit zu der Vorstellung, daß im obersten Ennstal nur die höchsten, weit über der Schneegrenze gelegenen Kämme und Spitzen während der Rißeiszeit aus dem Eismeer emporragten und daß deshalb in diesem Gebiete die Verwüstung des organischen Lebens durch die Alpengletscher besonders weitgehend gewesen sein muß. Die relativ günstigsten Verhältnisse scheinen in diesem Talabschnitt auf der Südseite des Ramsauer Kammes der Dachsteingruppe geherrscht zu haben. Die Gipfelformen des Ramsauer Kammes lassen erkennen, daß dessen Spitzen über die Eiskappe des Dachsteinplateaus herausgeragt haben. Danach ist zu erwarten, daß auch die steilen Südhänge oberhalb der Taleisgrenze im Schutze der Felsgipfel eisfrei geblieben sind und infolge ihrer Steilheit und Südexposition ausaperten. Geschützt von den Nordstürmen stellen sie noch heute wärmste Lagen im hochalpinen Bereiche des Dachsteinmassivs dar und sie haben auch tatsächlich, wie wir sehen werden, mehr Nunatakrelikte bewahrt als das Hochgebirge in ihrem weiteren Umkreise.

Der nach Osten durch das breite Ennstal abfließende Eisstrom hat, wie schon erwähnt, zwischen Dachstein und Grimming, ferner östlich von diesem und über die Senke des Pyhrnpasses beträchtliche Eismassen nach Norden abgegeben; bei Selztal zweigte ein weiterer Gletscherast südostwärts ins Paltental ab. Trotzdem hat das Eis an den Flanken des Admonter Kessels nach Ampferer (1935) noch bis mindestens 1600 m emporgereicht, was auch biogeographische Tatsachen bestätigen. Den tiergeographischen Darlegungen vorgreifend sei darauf hingewiesen, daß der Pleschberg (1718 m) nordöstlich von Admont eine glazial vollständig devastierte Fauna aufweist, woraus hervorzugehen scheint, daß die völlig verrundete Kuppe dieses aus Werfener Schiefer bestehenden Berges nicht oder doch nur als engumgrenzte Firnfläche über den Eisstrom emporgeragt hat. Stellt man das hohe rißzeitliche Gletscherniveau bei Admont und die Abgabe großer Eismassen nach Norden und Südosten auf der Talstrecke zwischen Admont und Schladming in Rechnung, dann erweist sich die Annahme

Zu der zusammenhängenden Talvergletscherung trat im Salzkammergut allenthalben eine intensive lokale Vergletscherung und Verfirnung. Die Gruppe des Osterhornes, deren höchste Erhebung der Hochzinken (1762 m) bildet, sandte mehrere Lokalgletscher dem Salzachgletscher zu. Einer von diesen erfüllte das Gaissautal östlich Hallein, ein zweiter das Tal des Hintersees bis zu einer Höhe von 1100 m, die der lokalen Schneegrenze entspricht. Auch die Felblingseen (1070 m) am Fuße des Felblingberges und der Eibensee (950 m) am Fuße des Eibenkopfes scheinen kleine Karsen zu sein, die von Lokalgletschern gebildet wurden und auf eine Schneegrenze in 1000 bis höchstens 1100 m Höhe hinweisen. Ebenso scheint der Schafberg eigene kleine Gletscher getragen zu haben. Im Bereiche des Leonsberges waren sowohl die „Weite“ wie die „Enge Zimitz“ eiserfüllt, die Schneegrenze muß hier nach Götzinger (1941) noch zu Ende der Würmeiszeit auf 1100 m Höhe herabgedrückt gewesen sein. Eine beträchtliche lokale Vergletscherung hat das Höllengebirge aufgewiesen, auf dessen Plateau während der Eishochstände ausgedehnte Firnfelder lagen. Das Langbaththal, dessen lokale Vergletscherung Penck (l. c.) und in jüngerer Zeit Götzinger (1941) beschrieben haben, bildete die Abflußrinne für die von der Nordflanke des mittleren und östlichen Plateauabschnittes herabströmenden Eismassen. Im Bereiche des Feuerkogels waren Alpengraben und Bärengraben Hauptzuflußgebiete, während sich das um den Grünalmkogel gebildete Eis durch den Hirschbachgraben talwärts bewegte. Die beiden Langbathseen sind von Moränenwällen umgrenzte Gletscherseen. Der Lokalgletscher des Langbathtales hat zwischen Niederspielberg und Luegg die Wasserscheide gegen das Aurachtal überschritten und hatte in seinen würmzeitlichen Ausmaßen nach Penck (l. c.) eine Schneegrenzlage in etwa 1100 m Höhe zur Voraussetzung. Spuren einer ausgedehnteren älteren Vergletscherung des Langbath- und Aurachtales führten Penck zur Annahme, daß die Schneegrenze des Riß noch um 100 m tiefer, also nur in 1000 m Höhe gelegen war. Selbst der isolierte Traunsteinstock besaß einen eigenen Gletscher, der auf seiner Nordostseite ein Kar bildete, in dem sich der Laudachsee, von hohen Moränenwällen umgeben, gebildet hat. Auch dieser Gletscher setzt eine Schneegrenze von unter 1100 m voraus.

Das Rettenbachtal östlich von Ischl hat dem Traungletscher beträchtliche Eismassen zugeführt. Sie stammten einerseits aus dem Gebiete westlich des Schönberges, von wo sie durch den Kargraben abflossen und anderseits aus dem Gebiete des Losers. Auch vom Hochplateau des Toten Gebirges südlich vom Schönberg kam über den Schoßboden ein Eisstrom herab, der sich unterhalb der Schafbergalm mit dem Losergletscher vereinigte. Der Schönberg (2091 m), der Große und der Kleine Wildkogel (beide 1992 m) und der Grieskogel (2009 m) ragten nach Götzinger (1941 p. 4) als Nunatakr über die gewaltige Firndecke des Plateaus heraus. Der steile Nordabfall des Toten Gebirges dürfte nach Penck noch während der letzten Eiszeit in seinem Schatten die Bildung einer zusammenhängenden Gletschermasse ermöglicht haben, die durch das Offenbachtal, Almtal und Steyrlingtal dem Vorlande zufließte. Der Offensee-Traunweißenbachtalgletscher hat den Traungletscher eben noch erreicht und im Grenzbereiche sehr viel Erosionsmaterial angehäuft. Der Almgletscher ist zur Rißeiszeit fast bis in das Alpenvorland vorgedrungen, seine Moränen liegen südlich von Viechtwang am Fuße der Flyschberge. Die Vergletscherung des Tales während des Jungpleistozäns reichte bis in die Gegend von Grünau. Penck vermutet, daß auch das Reimbachtal von einem Gletscher erfüllt war, der von dem nur 1485 m hohen Hochkogel nach Osten gegen das Almtal abfloß. Die geologische Spezialkarte (Blatt Kirchdorf) weist außerdem Würmmoränen in allen größeren kalkalpinen Seitengraben des Almtales, so im Auerbachgraben, Hinter- und Vorder-Reimbachgraben, im Staneckbachgraben und im obersten Teile des Grünaubachtales aus. Selbst auf dem Nordosthang des Steinecks, das nur 1420 m hoch ist, sind Moränenablagerungen der Würmperiode kartiert. Daraus ergibt sich, daß hier, wie schon Penck auf Grund seiner Moränenfunde im Reimbachgebiete angenommen hat, die Schneegrenze noch während der Würmeiszeit unter 1000 m gelegen haben muß. Die Berge beiderseits des Almtales waren demnach trotz ihrer geringen Höhe intensiv verfirnt und aperten während der Eishochstände nur in beschränktem Umfange aus. Dennoch haben hier, wo die Talvergletscherung nicht mehr so ausgedehnt war wie im Salzach- und Traungebiet, zweifellos gewisse Refugialgebiete unterhalb der Schneegrenze während des ganzen Pleistozäns bestanden.

Im Steyrlinggebiet finden sich Moränen im Haslgraben, Zösengraben und in dem Nebental, welches der Anstiegsweg von Steyrling auf den Kasberg benützt. Auch auf dem Wasserboden östlich vom Schwereck und auf der Legeralm im Süden der Kremsmauer verzeichnet die Spezialkarte Würmmoränen. Der Steyrlinggletscher hat von hier durch den zum Haupttal führenden Graben einen letzten Zufluß erhalten und selbst unweit unterhalb Steyrling geendet. Nach den Angaben der Spezialkarte war demnach die Ausdehnung des würmzeitlichen Steyrlinggletschers nicht so gering wie Penck an-

genommen hat. Dementsprechend kann auch die Schneegrenze hier nicht um so viel höher gelegen haben als im Almgebiet, wie dies Penck annimmt. Höher als am Nordalpenrande ist sie im Regenschatten des Toten Gebirges an dessen Ostseite aber unbedingt anzusetzen, so daß hier für die Persistenz einer präglazialen Gebirgsfauna sicher günstigere Bedingungen geherrscht haben als zwischen Traun und Alm.

Schreitet man am Alpenrande von Westen nach Osten fort, so begegnet man jenseits der Traun noch einmal, an der Krems, eiszeitlichen Moränen. Es sind die Endmoränen des Steyrgletschers, der aus dem Steyrtal in das Kremstal übertretend während der Rißeiszeit bis Kremsmünster gereicht und dahin neben kalkalpinem auch kristallines Material verfrachtet hat. Der kristalline Anteil an den glazialen Geschieben gibt Zeugnis davon, daß der rißezeitliche Steyrgletscher nicht nur von den Firnfeldern des Toten Gebirges und der Warscheneckgruppe, sondern auch vom Ennstal her über den nur 945 m hohen Pyhrnpaß gespeist worden ist. Wie im Gebiete des Salzach- und Traungletschers, so lagern auch im Kremsgebiet zu äußerst ältere Moränen, die nach Penck der Mindeleiszeit zugehören. Während aber an Salzach und Traun die Jungmoränen in geringem Abstände innerhalb der älteren Moränenkränze zur Ablagerung kamen, treffen wir im Flußgebiete der Steyr die Würmmoränen erst weit im Inneren des Gebirges. Es hat sich zwar auch während der letzten Großvereisung der Alpen ein Gletscher von der Nordseite der Kremsmauer in das Alpenvorland ergossen, dieser hatte aber höchstens 3 km Länge und nur eine geringe Breite. Seine Endmoräne liegt beim „Badhaus“ unweit oberhalb Micheldorf und läßt erkennen, daß das breite Tal von Micheldorf und der Übergang aus demselben ins Steyrtal während des Würm eisfrei geblieben sind. Dementsprechend läßt sich die Niederterrasse von der Einmündung der Steyr in die Enns flußaufwärts nicht bloß bis Klaus, sondern noch ein erhebliches Stück weiter ins Gebirge hinein verfolgen. Erst im Talkessel von Hinterstoder oberhalb der Enge von Stromboding liegen Jungmoränen, die der aus der Polsterlucke herabfließende Steyrgletscher der letzten Eiszeit abgelagert hat. Nach Penck (l. c.) kann die Schneegrenze zur Zeit der Bildung dieses Gletschers im Gebiete von Hinterstoder nicht niedriger als 1300 m gelegen gewesen sein. Wie die Steyr, so ist auch der Unterlauf der Teichl noch schluchtartig in die Niederterrasse eingeschnitten. Erst unweit der Pießlingmündung bei Zick wird die flache Terrassenoberfläche, von der Pyhrnbahn aus gut sichtbar, durch eine unruhige Moränenlandschaft abgelöst. Das versumpfte Becken von Windischgarsten stellt somit das Zungenbecken des würmzeitlichen Gletschers dar, welcher das obere Teicheltal erfüllte. Seine Moränen steigen in Vorderstoder auf der Wasserscheide zwischen Teichl und Steyr bis 800 m empor und zeigen dadurch an, daß die Talvereisung den Kessel von Windischgarsten während der letzten Eiszeit bis zu dieser Höhe erfüllt hat. Da sich vereinzelt Urgesteinsbrocken in den Schottern der Niederterrasse finden, muß auch während der letzten Großvereisung noch ein, wenn auch schwacher Eisstrom vom Pyhrnpaß ins Tal der Teichel übergeflossen sein. Dies setzt voraus, daß das Eisniveau am Pyhrnpaß mindestens 1000—1100 m erreicht hat, eine Höhe, die nach den Verhältnissen im benachbarten Ennstal zu schließen eher zu niedrig als zu hoch angesetzt ist.

Daß die Eisströme der älteren Mindel- und Rißeiszeiten im Kremsgebiet viel mächtiger gewesen sein müssen als die der Würmeiszeit, ergibt sich schon aus dem Umstande, daß die Endmoränen der älteren Talgletscher hier 40 km talauswärts der Jungmoränen abgelagert wurden. Die erst in jüngster Zeit von J. Zeitlinger¹ ermittelte Begrenzung der Mindelvergletscherung des Steyrtales fügt sich gut in dieses Bild. Zeitlinger hat die zugehörigen fluvioglazialen Schotter im Steyrtal aufwärts bis oberhalb Grünburg verfolgt und glaubt das zugehörige Moränengebiet nach spärlichen Resten zwischen Obergrünburg und Leonstein festgestellt zu haben. Penck (l. c.) hat in dieser Zone seinerzeit das Ende des rißezeitlichen Steyrgletschers vermutet, jedoch läßt sich nach den neuesten Feststellungen die Hochterrasse viel weiter ins Gebirge hinein verfolgen, und es hat den Anschein, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die Nordseite des Sengengebirges nur sehr wenig vergletschert war (Zeitlinger i. l.). Dieser Befund steht in einem seltsamen Gegensatz zur mächtigen Entwicklung des Steyr-Kremsgletschers dieser Zeit und zu den bei Molln vorhandenen Jungmoränen, die auch nach den neuesten Untersuchungen zweifellos viel jünger sind als die Hochterrasse.

Die Rißendmoränen, die sich beiderseits des Kremstales an die Flyschzone anlehnen, finden auf deren Rücken keine Fortsetzung. Da aber auf der Sattelhöhe des Ziehberges in 690 m, 250 m über dem

¹ Herr J. Zeitlinger (Leonstein) hatte die Freundlichkeit, mir brieflich Mitteilungen über seine noch nicht veröffentlichten quartärgeologischen Studien zu machen. Die folgende Darstellung der glazialgeologischen Verhältnisse stützt sich vorwiegend auf seine Angaben.

heutigen Talboden, Moränenreste erhalten sind, muß der Gletscher im Gebiete von Kirchdorf mindestens bis zu dieser Höhe emporgereicht haben. Im Gebirgsinneren fehlen leider sichere Höhenmarken, da aber der Ennsgletscher im Admonter Kessel während der Rißeiszeit ein Niveau von etwa 1700 m erreicht hat, wird der über den Pyhrnpaß abfließende Seitenast hinter dieser Höhe nicht viel zurückgeblieben sein. Auch wenn man einen steileren Niveauabfall im Norden der Paßhöhe in Rechnung stellt, bedeutet dies, daß noch im Kessel von Windischgarsten, wo das Eis vom Warscheneck und vom Großen Pyhrgas mächtigen Zustrom erhalten hat, das Eis mindestens auf 1300—1400 m aufgestaut gewesen sein muß. Daraus ergibt sich, daß die Höhen, die das Teicheltal begrenzen, während der Rißeiszeit bis über die orographische Schneegrenze unter dem Taleis begraben waren, so daß auf ihnen bestenfalls Geländestreifen in günstiger Exposition regelmäßig ausaperten. In einzelnen Seitentälern der Teichel mögen allerdings günstigere Verhältnisse geherrscht haben, worauf, wie später gezeigt werden wird, auch gewisse tiergeographische Tatsachen hindeuten. Daß der rißzeitliche Steyrgletscher, der weit ins Kremstal vorquoll, anscheinend keinen Ast von Klaus das Steyrtal abwärts entsandt hat, wurde bereits erwähnt. Die im folgenden zu besprechende Lokalvergletscherung ist nach Zeitlinger deutlich jünger als die Hochterrasse und zugleich älter als die Niederterrasse, die überall sehr weit in die Seitentäler hineinreicht. Es liegen hier offenbar Spuren einer größeren Zahl von Vereisungsperioden vor, als das Penck annahm.

Das sich aus der Talvergletscherung des Steyrtales ergebende Bild bedarf noch einer Ergänzung durch Besprechung der örtlichen Vergletscherung der es umsäumenden Gebirge. Die bis 1599 m aufragende Kremsmauer weist auf ihrer Nordseite mehrere Kare mit 1000—1100 m Sohlenhöhe auf. Diese, das Vorkommen von Jungmoränen im obersten Weißenbachtal und das Vordringen eines Lokalgletschers im Kremstal gegen Micheldorf bis 500 m herab lassen erkennen, daß die Schneegrenze auf der N-Seite der Kremsmauer während der letzten Eiszeit höchstens in 1100 m Höhe gelegen haben kann. Auch das Sengsengebirge war auf seiner N-Seite im Jungpleistozän ausgiebig vergletschert. Aus der Hopfing drang ein Gletscher in zwei Ästen gegen das Steyrtal vor. Der eine Ast bewegte sich der Palten entlang und hat in der Ramsau ausgedehnte Moränenablagerungen hinterlassen, der andere erfüllte die Talfurche der Garnweith gegen Molln, wo Böhm (l. c. p. 465) südlich dieses Ortes am Ausgang des Tales eine wohlerhaltene Endmoräne festgestellt hat. Ob diese während der ältesten Periode des Würm oder schon während einer späteren Periode der Rißeiszeit abgelagert worden ist, blieb Penck (l. c. p. 240) und bisher auch Zeitlinger unklar. Im Tal der Krummen Steyrling sind von Böhm (l. c. p. 467—468) Moränenreste noch in 550 m Höhe beim Meserer festgestellt worden, sie sind mit großer Wahrscheinlichkeit während der letzten Eiszeit abgelagert worden. Zeitlinger hat nach persönlicher Mitteilung kürzlich hier auf der NW-Seite des Sengsengebirges in diluvialen Schottern reichlich kristalline Gesteine gefunden, deren petrographische Beschaffenheit auf einen Ferntransport aus dem Tauerngebiete hinweist. Dieses erratische Material kann wohl nur über das 1166 m hohe Haslersgatterl aus dem Kessel von Windischgarsten herangebracht worden sein. Hieraus ergibt sich, daß noch während der Würmeiszeit ein Gletscherast des Ennsgletschers aus dem Talbecken von Windischgarsten nordöstlich des Sengsengebirges bis ins Tal der Krummen Steyrling gereicht haben muß. Aus den bekannten Moränenresten ist ferner zu schließen, daß die Schneegrenze noch während der letzten Eiszeit auf der Nordseite des Sengsengebirges unter 1100 m gelegen haben muß.

Auch diese Befunde zwingen zu der Annahme, daß der Talkessel von Windischgarsten und das obere Teicheltal während der Rißeiszeit bis über die orographische Schneegrenze mit Gletschereis erfüllt waren und daß selbst noch während der Würmeiszeit das Talgletscherniveau bis nahe an die Schneegrenze emporgereicht hat.

An schattigen Hängen dürften demnach in diesem Gebiete in subalpinen Lagen kaum irgendwo Reliktstandorte eisfrei geblieben sein, während dies in Süd- und Südwestexposition, auf der Südwestseite des Sengsengebirges und an den S-Hängen der gegen das Warscheneck und das Tote Gebirge ziehenden Gräben sehr wohl möglich war. Im Sengsengebirge scheinen überdies die vorgelagerten Höhenrücken das Taleis an einzelnen Stellen am Eindringen in die inneren Gräben des Gebirges gehindert und so auch tiefere Lagen vor der Gletscherbedeckung bewahrt zu haben.

Im Westen des Teicheltales war der vom Großen zum Kleinen Priel ziehende scharfe Grat südseits zweifellos während des ganzen Pleistozäns weithin eisfrei und wegen seiner Steilheit während der Sommermonate aper. Großer Priel und Spitzmauer ragten offenbar ebenso wie der Gipfelkamm Toter Mann—Warscheneck—Hochmöbling als Nunatakr aus den Firnfeldern der Hochplateaus empor. Der Kamm der Kremsmauer bezeugt gleichfalls durch seine scharfen Gratformen, daß er

niemals vom Eise abgeschliffen worden ist. Die steile Südseite dieses Gebirgszuges war sicher weithin dauernd firnfrei und wahrscheinlich in beträchtlichem Ausmaße unvergletschert. Auch die Südhänge des Kasberges waren zweifellos streckenweise dauernd unverfirnt. Die Vergletscherung auf der Nordseite des Sengsengebirges erfüllte zwar die größeren Täler und der Steyrgletscher selbst hat, wie wir sahen, das Steyrtal bis nördlich von Molln devastiert, aber die Berge zu beiden Seiten des Steyrtales sind eisfrei geblieben und stellen ein großes, dauernd unverfirntes Reliktgebiet dar. Hier an der unteren Steyr beginnt der zusammenhängende Gürtel von „Massifs de Refuge“ im Sinne von Chaudat und Pampanini (1902), Briquet (1905) und Holdhaus (1910, 1932), d. h. von eiszeitlich unvergletschertem und unverfirntem Gebirgsland und zieht von da ohne weitere Unterbrechung am Alpennordrand ostwärts bis zum inneralpinen Wiener Becken. Das Voralpengebiet mit eisfreien Hangflächen unterhalb der orographischen Schneegrenze hat zweifellos auch während der Zeit maximaler Vergletscherung vielen Organismen, die auf Nunatakn innerhalb des Eisstromnetzes der Alpen nicht dauernd zu leben vermochten, Zuflucht gewährt. Es stellt deshalb ein Reliktgebiet dar, welches sich, wie später gezeigt werden wird, in dem größeren Artenreichtum der montanen Fauna tieferer Gebirgslagen noch heute als solches erkennen läßt. Es ist klar, daß die möglichst exakte Erfassung der eiszeitlichen Verhältnisse gerade hier an der Westgrenze des zusammenhängenden Refugialgebietes von besonderem biogeographischem Interesse ist, welchem Umstande durch eingehendere Behandlung dieser Zone Rechnung getragen wurde. Biogeographisch nicht minder wichtige Linien stellen die äußersten Grenzen der Talvergletscherung im Flußgebiete der Enns dar; die hier bestehenden glazialgeologischen Verhältnisse sollen nunmehr besprochen werden.

Das Ennstal ist vom Gesäuse aufwärts ein breites Trogtal, das einem mächtigen Talgletscher seine Entstehung verdankt. Derselbe wurde in der Hauptsache von den Firnfeldern der Radstädter und Schladminger Tauern, aber auch vom Tennengebirge und Dachstein gespeist und stand mit dem Gletscherstrom der Salzach über die Wagrain Höhe (878 m) und den Sattel von Eben i. Pongau (856 m) in Verbindung. Die Höhe, die der Gletscherstrom im obersten Ennstal erreicht hat, wird von Penck mit bis 1900 m angenommen. Der Umstand, daß die vom Hauptkamm der Schladminger Tauern fiederförmig zum Ennstal streichenden Seitenkämme dort, wo sie 2000 m unterschreiten, vollkommen rundgeschliffen sind, während sie in ihren höheren Erhebungen scharfe Gratformen bilden, zeigt an, daß die Erosionswirkung des Eises bis zu diesem Niveau gereicht hat. Mindestens in dieser Höhe lag demnach hier die Oberfläche des eiszeitlichen Talgletschers zum Zeitpunkte seiner mächtigsten Entwicklung und annähernd dieses Niveau läßt sich auch auf der Südseite des Dachsteinmassivs erkennen, wo das Plateau nicht allzu steil gegen die gletschergeformte Landschaft der Ramsau abbricht.

Wir kommen damit zu der Vorstellung, daß im obersten Ennstal nur die höchsten, weit über der Schneegrenze gelegenen Kämme und Spitzen während der Rißeiszeit aus dem Eismeer emporragten und daß deshalb in diesem Gebiete die Verwüstung des organischen Lebens durch die Alpengletscher besonders weitgehend gewesen sein muß. Die relativ günstigsten Verhältnisse scheinen in diesem Talabschnitt auf der Südseite des Ramsauer Kammes der Dachsteingruppe geherrscht zu haben. Die Gipfelformen des Ramsauer Kammes lassen erkennen, daß dessen Spitzen über die Eiskappe des Dachsteinplateaus herausgeragt haben. Danach ist zu erwarten, daß auch die steilen Südhänge oberhalb der Taleisgrenze im Schutze der Felsgipfel eisfrei geblieben sind und infolge ihrer Steilheit und Südexposition ausaperten. Geschützt von den Nordstürmen stellen sie noch heute wärmste Lagen im hochalpinen Bereiche des Dachsteinmassivs dar und sie haben auch tatsächlich, wie wir sehen werden, mehr Nunatakrelikte bewahrt als das Hochgebirge in ihrem weiteren Umkreise.

Der nach Osten durch das breite Ennstal abfließende Eisstrom hat, wie schon erwähnt, zwischen Dachstein und Grimming, ferner östlich von diesem und über die Senke des Pyhrnpasses beträchtliche Eismassen nach Norden abgegeben; bei Selztal zweigte ein weiterer Gletscherast südostwärts ins Paltental ab. Trotzdem hat das Eis an den Flanken des Admonter Kessels nach Ampferer (1935) noch bis mindestens 1600 m emporgereicht, was auch biogeographische Tatsachen bestätigen. Den tiergeographischen Darlegungen vorgreifend sei darauf hingewiesen, daß der Pleschberg (1718 m) nordöstlich von Admont eine glazial vollständig devastierte Fauna aufweist, woraus hervorzugehen scheint, daß die völlig verrundete Kuppe dieses aus Werfener Schiefer bestehenden Berges nicht oder doch nur als engumgrenzte Firnfläche über den Eisstrom emporgeragt hat. Stellt man das hohe rißzeitliche Gletscherniveau bei Admont und die Abgabe großer Eismassen nach Norden und Südosten auf der Talstrecke zwischen Admont und Schladming in Rechnung, dann erweist sich die Annahme

des Taleisniveaus im obersten Enntal mit 2000 m keinesfalls als übertrieben, die Schätzung Pencks also eher als zu niedrig. Die Mächtigkeit der Talvergletscherung während der Würmeiszeit läßt sich infolge des Vorhandenseins erratischen Materiales jungpleistozänen Alters an zahlreichen Stellen der Talumrahmung bei Admont mit ziemlicher Sicherheit ermitteln. Sie betrug hier noch 400—500 m, das heißt, es lag das Eisniveau in etwa 1100 m Seehöhe, 500 m tiefer als dasjenige des Reißgletschers. Infolge seiner geringeren Masse hat der Ennsgletscher in der letzten Eiszeit seinen Weg nicht mehr ins untere Ennstal gefunden. Seine Kraft reichte nicht hin, den durch Lokalgletscher verlegten Weg durch das Gesäuse freizumachen, er entsandte lediglich einen kurzen Ast über die Höhe der Buchau. Östlich derselben liegen in 828 m und 780 m Höhe seine von Ampferer eingehend beschriebenen Endmoränen in selten guter Erhaltung. Dagegen hat der Reißgletscher der Enns die Gesäusefurche durchbrochen und über Hieflau hinaus seinen Eisstrom bis Großraming vorgetrieben. Hier am Ausgange des Neustiftbaches hat Penck (l. c. p. 224) Moränenmaterial gefunden, während weiter ennsabwärts Reste der Hochterrasse und Deckenschotter anzeigen, daß hier weder während der Reiß-, noch während einer älteren Eiszeit eine Talvergletscherung bestanden hat. Die Niederterrasse ist über die äußersten Grenzen der älteren Vereisung hinaus ennsaufwärts bis Hieflau verfolgbar, das Flußbett ist tief in ihr lockeres, grobkörniges Material eingegraben. Sie bezeugt, daß das Ennstal während des Jungpleistozäns bis zur Enge des Gesäuses eisfrei war und daß somit im Ennsgebiete große Unterschiede zwischen den glazialen Verhältnissen der Reiß- und Würmzeit bestehen. Spuren des Reißgletschers sind von Penck (l. c.) von mehreren Stellen oberhalb Großraming angegeben worden. Biogeographisch besonders bemerkenswert ist ihre Feststellung im Raume von Weyer. An der Talgabelung von Weyer hat ein Ast des reißzeitlichen Gletschers das Ennstal verlassen und ist gegen das Ybbstal vorgestoßen, ohne dieses zu erreichen. Seine Endmoränen fand Penck (l. c. p. 125) auf der Höhe des Saurüssels (553 m), welchen die Straße von Weyer nach Klein-Hollenstein quert. Da sich erratisches Material nordöstlich von Weyer noch in rund 600 m Seehöhe findet, muß ein anderer Zweig des Gletschers von Weyer aus gegen Gaflenz und den nur 515 m hohen Sattel von Oberland vorgedrungen sein, obwohl von dort noch keine Moränenreste bekannt sind.

Kehren wir nach diesen Feststellungen ins obere Ennstal zurück und suchen wir zunächst das Niveau des Ennsgletschers der jüngsten Großvereisung im Gebiete von Schladming zu bestimmen. Schon Böhm (l. c. p. 453) hat hier unter der Dachsteinsüdwand zwischen Neustadt- und Brandalpe sowie an den Hängen des Brandriedels in ca. 1600 m Höhe glaziale Geschiebe gefunden, die kristallines Material enthalten und vermutlich während der Würmperiode abgelagert worden sind. Es ergibt sich daraus ein Niveau des würmzeitlichen Ennsgletschers in 1600—1700 m. Damit steht im Einklang, daß man in den inneren Tälern der westlichen Niederen Tauern an den dort wohl erhaltenen Trogprofilen eine Trogschulter in 1650—1850 m Höhe entlangziehen sieht, worauf Wissmann (1927) besonders hingewiesen hat. Dem jungpleistozänen Paltengletscher, der bei Selztal vom Hauptstrome abzweigte, verdankt der Gaishorner See seine Entstehung. Westlich der Kaiserau in 1105 m Höhe liegendes erratisches Material kann nur vom Paltengletscher abgelagert sein, der hier demnach den Sattel gegen das Ennstal überschritten hat. Ampferer (1935, p. 27) bringt diese Moränenreste mit dem Paltengletscher der Würmperiode, der somit im Gebiete von Trieben den Talboden noch bis zu so beträchtlicher Höhe erfüllt haben muß, in Verbindung.

Die jungpleistozäne Lokalvergletscherung der Gesäuseberge war noch sehr ausgedehnt, wovon die weite Verbreitung von Moränenmaterial der Schlußvereisung Zeugnis ablegt. Einen guten Überblick hierüber gewährt die geologische Karte 1:25.000, die Ampferer (1935) gezeichnet hat. Hieraus ersieht man, daß spätglaziales Moränenmaterial im oberen Teile des Lichtmeß- und Kemmatgrabens bei Admont, im Roßkar, Kalbling- und Flietzenboden, im Talgrunde des Flietzensgrabens, an den Osthängen des Traffnerriegels gegen das Johnsbachtal, ferner an den Abhängen des Ödsteins gegen Johnsbach, im Bereiche der unteren Koderalm, am Südhang der Stadelfeldalm gegen das obere Johnsbachtal und die Neuburgalm, ferner am Nordhang des Leobner im Plonergraben herab bis zum Gscheidegger, im Bereiche der Hüpflingeralm und Sulzkaralm sowie am Südhange des Lugauer gegen das Radmortal in weiter Verbreitung lagert. Moränen der Schlußvereisung sind ferner auf der Nordseite des Riffel- und Sparafeldstockes, besonders am Nordhang des Lärchkogels, im Gofergaben, im Haindlkar, am Nordhang der Planspitze und bei der Ebersangeralm nördlich der Heßhütte erhalten. Vergletschert waren ferner noch während der Schlußvereisung die Südhänge des Großen Buchsteins östlich des Brucksattels, der Roßboden und Hinterwinkel und die Südostflanke des Tamischbachturms. Recht bedeutende Lokalgletscher bestanden auf der Nordseite des Großen Buchsteins und des Tamisch-

bachturms. Von den steilen Nordhängen des ersteren ergossen sich Eisströme aus dem Billbach- und Langgriesgraben sowie dem Griesgraben in das von der Buchau nach St. Gallen führende Tal und erfüllten dieses bis über den Eisenzieher hinaus mit Eis. Ein vom Kleinen Buchstein durch den Mühlgraben vorstoßender Gletscher reichte bis zum Erbsattel, ein anderer aus dem Talgrunde des Tamischbachgrabens bis zu dessen Ausmündung in das vom Erbsattel herabkommende Längstal; auch die Nordostseite des Tamischbachturms war stark vergletschert. Auf der Südseite der Haller Mauern trägt die Lange Gasse zwischen Großem Pyrgas und Scheiblingstein deutliche Spuren intensiver Gletschererosion und auf der Nordseite der Haller Mauern geben mehrere Kare Zeugnis vom Vorhandensein einer Mehrzahl von Lokalgletschern. Vom Hochturm durch das Tal des Hinterkares und von der Bärenkarmauer durch den Pölzbachgraben herabströmendes Eis wurde nach Penck (l. c. p. 241) im oberen Laussatal zu beträchtlicher Mächtigkeit aufgestaut und hat einen Lokalgletscher gebildet, der das Laussatal abwärts mindestens bis zur Einmündung des Holzgrabens erfüllte. So sehen wir, daß die Haller Mauern und die Gesäuseberge an der Grenze der Talvergletscherung der Nordalpen gelegen zwar über deren Niveau beträchtlich herausgeragt haben, aber doch auch noch während der Würmvergletscherung bis auf kleine Areale von Eis und Firn bedeckt gewesen sein müssen. Diese kleinen Areale bestanden offenbar vorwiegend in Felsabbrüchen und günstig exponierten Steilhängen die sich in ihrer Flächenausdehnung wenig von den begrenzten Refugien auf der Ostseite des Toten Gebirges und im Warscheneckgebiet unterschieden haben dürften. Erst im Bereiche der Eisenerzer Alpen und der Hochschwabgruppe sowie in den Voralpen südlich von Steyr haben weiträumige Refugien bestanden.

Die Gletscher des Erzbaches und der steirischen Salza scheinen während der Rißeiszeit mit dem Ennsgletscher verbunden gewesen zu sein, während der Würmeiszeit waren ihre Täler weithin eisfrei. Im Kessel von Eisenerz fand Penck (l. c. p. 242) keine jungpleistozänen Moränen, erst auf dem sogenannten Franzosenbühl südwestlich der Stadt wurden solche von Böhm (l. c. p. 451—452) festgestellt. Ein Lokalgletscher, der aus dem Fowiestal herabkam, erreichte während der Würmperiode das Erzbachtal nicht, sondern lagerte seine Endmoräne vor den Leopoldsteinersee. Ebenso hat ein vom Kaiserschild durch den Graben der Kalten Fölz zu Tal fließender Lokalgletscher das Erzbachtal nicht versperret. Im Tal der Salza begleitet die Niederterrasse das tief in ihre Schotter eingeschnittene Flußbett bis oberhalb Wildalpen. Unweit oberhalb dieses Ortes liegt die Jungmoräne des Salzagletschers. Die weiter talab zum Teile bereits von Böhm festgestellten Moränen, besonders die bei Palfau vorhandenen, hält Penck für rißzeitlich. Das Gebiet südlich der unteren Salza im Umkreise des Beckens von Gams scheint auch während der Rißperiode in größerem Umfange eis- und firnfrei geblieben zu sein. Ebenso waren in der Umgebung von Eisenerz und auf der Nordseite des Leobner im obersten Johnsbachtal offenbar größere Flächen unterhalb der pleistozänen Schneegrenze, die von Penck hier in 1400 m Höhe angenommen wird, dauernd eisfrei. Hiefür spricht nicht nur der Mangel von Spuren einer zusammenhängenden Vergletscherung in diesen Gebieten, sondern auch die Zusammensetzung der Fauna, wie später gezeigt werden wird.

Die Vergletscherung der Eisenerzer Alpen ist unvollständig bekannt. Der Zeyritzkampl trug auf seiner Südabdachung kleine Hängegletscher, deren Spuren schon Böhm entdeckt hat und die nach Penck (l. c. p. 1195) eine Schneegrenzlage in 1600 m anzeigen. Am Reiting verzeichnet die geologische Spezialkarte Nr. 5054 Jungmoränenreste im oberen Fallgraben und Bechelgraben, also auf der Südostseite des Berges. Der Höhenzug Wildfeld-Eisenerzer Reichenstein war vor allem auf seiner Nordseite ziemlich intensiv vergletschert, während auf der Spezialkarte südseitig nur beim Krumpensee und in dem von Krumpenhals und Mooshals südwärts ziehenden Graben Jungmoränenmaterial eingetragen ist. Rißmoränen sind nach der gleichen Karte nicht nur, wie bereits von Penck (p. 1136) beschrieben, beim Bahnhof Vordernberg, sondern auch östlich des Ortes und in größerer Ausdehnung in der oberen Krumpen erhalten. Aus dem Trofaiacher Becken beschreiben Aigner (1906, p. 36—37) und Sölch (1917, p. 334ff.) nur fluvioglaziale Schotter, so daß als sicher angenommen werden kann, daß die kleinen Lokalgletscher der Randberge den Beckengrund nirgends erreichten. Bei einer eiszeitlichen Schneegrenzlage in 1500—1600 m ergibt sich hieraus, daß die Eisenerzer Alpen besonders auf ihrer Südabdachung während des ganzen Pleistozäns in großer Ausdehnung eis- und firnfrei waren und somit bereits dem Gebiete der Massifs de Refuge am Ostrande der Alpen zugerechnet werden müssen.

Im Osten schließt sich an die Gesäuseberge und Eisenerzer Alpen das Hochschwabmassiv an, das im Hochschwabgipfel 2279 m und im Ebensteingipfel 2123 m erreicht. Neben den beiden Haupterhebungen überschreiten noch mehrere Vorgipfel 2000 m Höhe, während das ausgedehnte Plateau

ein durchschnittliches Niveau von 1600 m aufweist. Diese Höhe genügte, um während der Vereisungsmaxima eine ausgedehnte Plateauvergletscherung und eine Reihe größerer Lokalgletscher entstehen zu lassen, deren bedeutendster der schon besprochene Salzagletscher war. Die geologische Spezialkarte Nr. 4954 weist Moränenmaterial nicht nur im Salzatal selbst aufwärts nahezu bis Gußwerk auf, sondern auch in mehreren vom Nordrand des Hochschwabs herabziehenden Gräben, so im Tal des Hinterwildalpenbaches, im Tal des Seisenbaches südlich Wildalpen, am Ausgang des Antengrabens bei Gschöder und in der Hinteren Höll bei Weichselboden. Der Lokalgletscher des Leopoldsteinersees hat auch im Hinterseeegraben oberhalb der Klamm Moränenmaterial zurückgelassen, welches zu erkennen gibt, daß er seinen Ursprung im Fobestal genommen hat. Jungmoränen liegen ferner am Westhang der Griesmauer über der Gsollalm, in großer Ausdehnung im Tragößgraben, der noch während der Würmeiszeit bis Unterort (750 m) von einem Lokalgletscher erfüllt war, im St. Ilgener Tal gegenüber der Mündung des Klachler Grabens in 750 m, im obersten Fölzgraben beim Schwabenbartl in 845 m und im Seegraben nach Böhm (l. c.) beim Seebauern in 800 m Höhe. Die letzte Angabe ist allerdings in die neue Spezialkarte nicht aufgenommen, diese verzeichnet vielmehr erst unweit südlich Seewiesen in 950 m Höhe Moränenablagerungen. Trotz dieser relativ weit in die Hochschwabgräben herabsteigenden Lokalgletscher und der offenbar intensiven Verfirnung des Plateaus, muß bei einer Schneegrenze in Südexposition in mindestens 1500 m Höhe vor allem auf der Südseite des Hochschwabmassivs ausgedehntes Gebirgsland dauernd eis- und firnfrei geblieben sein. Dieses und die im Süden anschließenden Grauwackenberge bilden sonach ein Refugialgebiet, welches dasjenige der Eisenerzer Alpen mit den eisfreien Randgebirgen der Nordostalpen verbindet. Im Norden des Hochschwabmassivs scheint dagegen die eiszeitliche Devastierung etwas weiter gegangen zu sein, was nicht nur aus der intensiven Vergletscherung des Salzatales, sondern auch aus den zahlreichen Moränenresten im Bereiche der Kräuterin (1919 m) hervorgeht. Hier liegen Jungmoränen am Ausgange des Holzapfeltales bei Wildalpen und im oberen Fadental, Altmoränen aber in großer Ausdehnung auf der Nordseite des Berges im Rothwaldgebiet und Lassinggraben sowie im Gebiete des Radmerbaches nördlich des Rothmooses. Trotzdem lassen die tiergeographischen Verhältnisse, wie wir sehen werden, erkennen, daß selbst hier eine subalpine Reliktfauna erhalten geblieben ist.

In den niederösterreichischen Voralpen hat das Talgebiet der Ybbs eine ziemlich ausgedehnte Vergletscherung gehabt. Die hier vorliegenden Verhältnisse hat Penck (l. c. p. 244) geschildert. Danach finden sich zwischen Kogelsbach und Göstling Moränen, die der Rißeiszeit angehören und die vielleicht noch ein Stück weiter talab bis gegen Groß-Hollenstein verfolgt werden können. Ihnen folgen Jungmoränen, die sich der Niederterrasse anschließen, erst am Ausgange des Seetales bei Lunz. Es war demnach das Haupttal während der Würmeiszeit bis Lunz und nach Penck (l. c.) noch weiter aufwärts bis Rowies (900 m) unvergletschert, während die Nebentäler auch noch während der letzten Eiszeit an zahlreichen Punkten Eisströme beherbergten. Nach der Darstellung Götzingers (1938—1939) ergibt sich für den höchsten rißeiszeitlichen Gletscherstand folgendes Bild:

Im obersten Ybbsgebiet war sowohl das Tal der Weißen Ois als auch das des Neuhauserbaches eiserfüllt. Die relativ niedrigen Umrahmungen beider Täler waren offenbar weithin von Firn bedeckt und sandten an vielen Stellen Eismassen zu Tal. Der niedere Sattel des Zeller Rains (1070 m) war eisbedeckt und auch der Nordhang des Zeller Hutes muß völlig unter einer Firn- und Eisdecke gelegen haben. Götzinger gibt Moränen nicht nur vom Nordhang zwischen Zeller Hut und Schwarzkogel, sondern auch noch von der Straße aus dem Oistal auf den Bärenwiessattel an. Weitere Zuflüsse kamen aus dem östlichen Dürrensteingebiet, so aus dem Kar der Goldwiese und dem Kar südöstlich von Rothstein sowie vom südlichen Ötschergebiet (Feldwiese). Vom Plateau der Herrenalm kommend floß der Daglesgletscher bis ins Haupttal, wobei er aus dem Trogtal des Dagles und von den Osthängen des Reiserkogel-Scheiblingsteinzuges eisigen Zustrom erhielt. Der Ötschergletscher wurzelte am Nordhang des Berges und ergoß sich durch das Sulzbachtal und den Boden von Lackenhof, dessen Moränen Götzinger ein stadiales Alter zuschreibt, bis ins Ybbstal. Er hat noch kurz vorher am Abhang der Hirschwand in 830 m Höhe eine Ufermoräne zurückgelassen, die bezeugt, daß das Eis hier über dem Talboden noch fast 200 m Mächtigkeit erreicht hat. Unterhalb von Maierhöfen trat zum Ybbstalgletscher der Durchlaßgletscher, der aus dem Firngebiet der Nordseite des Scheiblingsteins ernährt wurde. Der Hauptgletscher war weiter talabwärts noch so mächtig, daß er einen Seitenast ins Weißenbachtal entsenden konnte, wo Moränenreste noch in 724 m und 741 m gefunden wurden. Ebenso hat ein Seitenast des Ybbsgletschers in das Bodingbachtal nördlich von Lunz gereicht und dort beim Gehöft Pollenreit in 700 m Höhe Moränenmaterial hinterlassen. Penck (l. c.) bringt mit diesem

Gletscherast auch die Glazialablagerungen des Gammingsbachgrabens in Zusammenhang, die dort unweit Gammings, also schon im Erlaufgebiet gefunden worden sind. Bei Lunz vereinigte sich der mächtige Gletscher des Seetales mit dem Hauptstrom, unweit von der Vereinigung mit diesem am Abhang des Maiszinkens noch eine Niveauhöhe von 850 m erreichend. Noch am Seekopfsattel (794 m) hat das Eis unweit der Sattelhöhe eine Ufermoräne abgelagert und am Abhang des Seekopfes gegen den Ausgang des Seetales zieht sich eine solche von 700 m Höhe auf 640 m abfallend dahin, dadurch anzeigend, daß der Seetalgletscher den Ybbsgletscher bei Lunz erreicht hat. Die in einem viel tieferen Niveau liegenden Lunzer Endmoränen des Seetalgletschers gehören der Würmeiszeit an, sie sind mit der jungpleistozänen Ybbstaltterrasse verknüpft. Der Reißgletscher der Ybbs hat weiter talabwärts noch mehrfach an den das Tal begrenzenden Hängen Moränenreste hinterlassen, so westlich und südlich von Kasten in 600 m Höhe. Aus dem Lechnergraben flossen ihm, vom Hetzkogelplateau gespeist, neuerlich Eismassen zu. Ebenso erhielt er aus dem Goldaugraben Zustrom. Der Goldaugletscher überschritt den sein Bett nördlich begrenzenden Höhenrücken über den unweit des Grabenausganges gelegenen 778 m hohen Sattel, der große Kessel zwischen Großkopf, Kohrwald und Hietzeck muß demnach während der Reißzeit völlig eis- und firnbedeckt gewesen sein. Der nächste besonders große Gletscher war der des Steinbachtals, er hat in der Talweitung unterhalb der Noth ausgedehnte Moränenablagerungen hinterlassen und nördlich der Großen Stanglau einen Endmoränenwall gebildet. Auch die Südseite des Dürrensteinstockes trägt deutliche Spuren der Vergletscherung. Das Sammelgebiet für das Eis war dort der Rothwald. Das Jagdhaus Rothwald liegt auf einer 8 m hohen fluvio-glazialen Terrasse, die aus Moränen hervorgeht; das Atztal, welches den „Großen Urwald“ birgt, ist ein ausgesprochenes Gletscherbett. Der reißzeitliche Ybbsgletscher hat noch bei Kogelsbach erratisches Material in 700 m hinterlassen und auch im Uisitztal nördlich von Kogelsbach finden sich nach Penck (l. c.) Moränenreste. Seine Befunde zusammenfassend kommt Penck zu dem Ergebnis, daß im Ybbgebiet die Schneegrenze bis auf 1050 m herabgedrückt gewesen sein muß, Götzinger (l. c.) schätzt sie auf rund 1000 m. Das eben entworfene Bild ist noch durch Angaben über die Vergletscherung der höheren Berge im Westen des Ybbstailes zu ergänzen. Im Tale des Lassingbaches finden sich Spuren einer Vergletscherung, die bis nahe an Groß-Hollenstein heranreichte; sie rührt von Lokalgletschern her, die von den Nordflanken der Voralpe und des Gamssteins herabflossen. Da auch die Mending während der Reißzeit vergletschert war und dem Salzatal einen Eisstrom zuführte, ergibt sich auch für dieses Grenzgebiet der Kalkhochalpen eine nicht unbeträchtliche lokale Vergletscherung.

Dem Erlaufthal ist nicht nur durch den Gammingsbachgraben aus dem Ybbstal ein Gletscher zugeflossen, sondern es hatte auch eine selbständige Vergletscherung, die sein oberstes Talstück erfüllte und deren Jungmoränen den Erlaufsee umgrenzen. Ein weiterer Lokalgletscher floß südlich davon durch das Grünautal der Salza zu. Nach Penck (l. c. p. 246) lassen sich die Spuren dieser Vergletscherung durch das Grünautal rückwärts bis auf den Sattel des Zellerrains und auf der anderen Seite dieser Wasserscheide abwärts ins Ybbstal verfolgen, so daß mindestens während der Reißperiode zwischen den Gletschern beiderseits dieses 1070 m hohen Sattels ein Zusammenhang bestanden haben muß. Auf der Nordseite des Ötscher hat Penck (l. c. p. 246) einen langen, schmalen Gletscher nachgewiesen, der durch den Nestelbachgraben bis in die enge Schlucht der vorderen Tormäuer gereicht hat; es ist somit wahrscheinlich, daß auch die Ötschergräben nicht eisfrei geblieben sind. Im Erlaufthal selbst finden sich die äußersten Endmoränen nach Götzinger (1936, p. 63) noch unterhalb von Kienberg-Gaming. Die geringe Erhebung der die Gletscher im Erlaufgebiete umrahmenden Berge hat Penck veranlaßt, die eiszeitliche Schneegrenze in diesem Gebiete auf 1100—1150 m zu schätzen.

Östlich der Erlauf treten an der Traisen ein letztes Mal im obersten Talabschnitt Spuren einer Vereisung auf. Die Moränen finden sich im Bereiche des Göllers. Die geologische Spezialkarte Nr. 4855 weist am NW-Abhang des Göllers gegen den Knollenhals in etwa 950 m Höhe Jungmoränenmaterial auf, während solches in der engeren Umgebung von Kernhof bisher noch nicht gefunden wurde. Es ist jedenfalls mit Penck anzunehmen, daß die Nordhänge unter dem Kamm, der von der Hofalpe zum Gipfel zieht, nicht eisfrei waren. Am Südhang des Göllers hat Penck am Ausgang des Saugrabens unfern des Lahnsattels eine wohlerhaltene Endmoräne gefunden, sie setzt in Südexposition eine Schneegrenzlage in 1300 m Höhe voraus. Wir sehen demnach, daß im Vergleiche mit dem Ybbs- und Erlaufthal die Vergletscherung im Gebiete der Traisen eine nur mehr sehr bescheidene war. Während noch im Gebiete von Mariazell, im Erlauf-, Grünau- und auch im Haltertal allenthalben Moränenablagerungen zu finden sind und solche auch im Umkreise des Ötschers eine weite Verbreitung besitzen, sind sie im Traisengebiete auf den kleinen Bereich des Göllers beschränkt. Der vom Kremstal ostwärts nicht

mehr durch Eiszeitgletscher unterbrochene, dauernd eis- und firnfreie Randgürtel des Gebirges besaß schon an der unteren Steyr und Enns eine Breite von mehr als 10 km. Er schrumpft zwischen Ybbs und Erlauf örtlich unter dem Einfluß der ansehnlichen Talvergletscherung des Dürrenstein- und Ötschergebietes auf wenige Kilometer zusammen, erweitert sich dann aber östlich der Erlauf ganz unvermittelt auf 30 km. Er wird hier zu einem ausgedehnten, gegen den Alpenstrand hin noch an Breite zunehmenden Refugialraum, dem innerhalb des Untersuchungsgebietes nur noch die östlichen Voralpen und das Grazer Bergland als Reliktgebiet ähnlichen Umfanges vergleichbar sind.

Zwischen beide Räume schiebt sich als schmales Band die Reihe der Plateauberge, die den Hochschwab mit dem niederösterreichischen Schneeberg verbindet und die infolge ihrer Erhebung bis in die hochalpine Region eine relativ starke pleistozäne Verfirnung und Vergletscherung aufwies. Gute Aufschlüsse über die in diesem Gebiete festgestellten Glazialablagerungen gewähren die Veröffentlichungen von Cornelius und die geologische Spezialkarte Nr. 4955, denen die folgenden Daten entnommen sind.

Wir haben bei Besprechung der Hochschwabgruppe angeführt, daß der Seegraben östlich derselben in seinem oberen Teile auch während der Würmeiszeit einen Gletscher beherbergt hat. Schreiten wir weiter nach Osten fort, so finden wir bereits im Greitgraben wieder deutliche Gletscherspuren. Hier hat ein Gletscher, der sein Einzugsgebiet auf der Nordseite des Missikogels hatte und nach Cornelius (1948) wahrscheinlich der Rißeiszeit angehörte, bis etwa 1000 m herabgereicht und knapp über dem Greithof sein Ende erreicht.

Der Rauschkogel (1721 m) war nordseits ebenfalls vergletschert. Auf seiner Nordwestseite findet sich Moränenmaterial talwärts bis zur Sohle des Turmgrabens (ca. 1100 m) und das Einzugsgebiet zeigt undeutliche Karbildungen. Solche finden sich auch auf der Nordseite des Berges, jedoch konnte Cornelius (l. c.) dort keine Moränen nachweisen.

Von dem eiszeitlich verfirnten Plateau der Veitschalpe flossen nach Norden und Süden mehrere kleine Hängegletscher herab. Am Südfall der Hohen Veitsch sind nebeneinander vier kleine Kare ausgebildet, von denen jedes deutliche Moränen beherbergt. Dieselben scheinen einem Rückzugsstadium der letzten Eiszeit anzugehören, da sich Moränenablagerungen stellenweise noch tiefer herab bis 850 m talwärts verfolgen lassen. Auf der Nordseite des Berges findet sich am Ausgang des Veitschalpengrabens eine ansehnliche Stirnmoräne oberhalb der Ortschaft Niederalpl. Westlich davon wurden von Cornelius Spuren eines Gletschers festgestellt, der im Bärengaben lag. Auch dieser Gletscher scheint bis an die Niederalplstraße herabgereicht zu haben. Spärliche Moränenreste haben sich ferner im Graben östlich des Hohen Muckenriegels erhalten. Hier findet sich vor allem am Grabenausgang selbst, auf der Südseite des Dobreinerbaches, eine wohlerhaltene Stirnmoräne, die erkennen läßt, daß der Gletscher einst in einer Höhe von 840 m das Dobreinertal erreicht hat. Auf der Westflanke der Hohen Veitsch sind Moränenreste bei der Bärentalalm (1270 m) festgestellt, sie lassen den Umfang der seinerzeitigen Vergletscherung nicht mehr genau erkennen. Den geringsten Umfang erreichte die Eisbedeckung offenbar im Osten des Gebirgsstockes. Nur im oberen Teile des Scheibengrabens sind in etwa 1400 m Höhe Moränen erhalten, der tiefere Teil des Grabens von etwa 1200 m abwärts ist schluchtartig eingeschnitten und zeigt keine Spuren glazialer Erosion.

Im Gebiete der Tonionalpe und ihrer Nachbargipfel ist das Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung erstmalig durch Cornelius (1938) eingehender untersucht worden. Seiner Darstellung ist zu entnehmen, daß auch hier noch während der letzten Eiszeit mehrere Lokalgletscher bestanden haben. So beherbergte der Graben zwischen dem Großen und Kleinen Königskogel einen Lokalgletscher, der bis etwas unter 1300 m herabgereicht hat. Auf der Ostseite der Fallensteingruppe findet sich, offenbar einen glazialen Seeboden darstellend, in etwa 1200 m der ebene Schwabenboden, der im Talgrund von den Steilwänden des Dürrkogels (1483 m), Fallensteins (1539 m) und Litzlkogels (1483 m), nach Norden, Nordosten und Südosten aber durch Moränenwälle abgegrenzt ist. Moränenschutt reicht hier bis unter 1100 m herab. Im Bereich des Hohen Studenten scheint vor allem die Nordseite in größerer Ausdehnung vereist gewesen zu sein. Der Kamm fällt hier bogenförmig ziemlich steil zu einer Verflachung in 1000—1100 m ab. Auf dieser liegt in großer Ausdehnung Moränenblockwerk, das erkennen läßt, daß hier einst ein ziemlich bedeutender Gletscher bestanden haben muß. Ob die Schuttanhäufungen im Bereiche des Axtgrabens auf der Südwestseite des Hohen Studenten von einem Gletscher herangeschafft wurden, ist dagegen nach Cornelius (l. c.) fraglich. Die Tonionalpe selbst zeigt nur auf ihrer Nordseite deutliche Spuren einer würmzeitlichen Vergletscherung. Auf dem Jodelboden beziehungsweise unterhalb desselben bezeichnen deutliche Randwälle die Grenzen des einstigen Eis-

stromes, der bis in das Tal des Falbersbaches herabgereicht und dieses noch ein Stück weit erfüllt hat. Der Gletscher muß etwa zweieinhalb Kilometer Länge erreicht haben und talwärts bis etwa 1000 m vorgestoßen sein. Während der Rißeiszeit war die Vergletscherung des Toniongebietes wesentlich ausgedehnter, was durch das Vorhandensein älterer Moränenreste im Falbersbachtal unterhalb der Fallensteinleiten in nur 850—900 m bewiesen wird. Rißeitliches Moränenmaterial am Ausgang des Lechnergrabens und wenig weiter südwestlich an der Straßenböschung im Aschbachtal weist in seiner Zusammensetzung auf die Herkunft aus der Gollrader Bucht, bzw. von den Höhen westlich der Veitschalpe. Da nach Strykowski (1937) während der Rißeiszeit ein aus dem Süden kommender Gletscher das Mariazeller Becken nordwärts bis über Mitterbach mit Eis erfüllt hat, ist anzunehmen, daß die rißeitliche Vereisung des Aschbachgrabens mit diesem umfangreichen Eisstromnetz in Verbindung stand.

Wie das Gebiet der Tonionalpe so wies auch das der Schneecalpe noch während der Würmeiszeit eine umfangreiche Lokalvergletscherung auf. Im Westen des Hauptgipfels muß das ganze Naßköhr von einem Plateaugletscher erfüllt gewesen sein. Die Moränen beim „Eisernen Törl“ oberhalb des Krampengrabens sind schon lange bekannt; sie verdanken ihre Entstehung offenbar einer kurzen, vom Plateau etwas nach Süden herabhängenden Eiszunge. Auch am Ostfuß des Karpensteinkammes am Westrande des Naßköhrs sind Moränenspuren erhalten. Cornelius (1938) vermutet, daß hier in den Höllgraben eine weitere Zunge des Plateaugletschers vorgestoßen ist. Noch wesentlich ausgedehnter muß die rißeitliche Vereisung gewesen sein. Damals lag zweifellos das gesamte Naßköhr oberhalb der Schneegrenze, so daß es mit den es umrahmenden Höhen ein ausgedehntes Firnplateau gebildet hat. Dementsprechend müssen die rißeitlichen Gletscher tief in die Täler herabgestoßen sein. Tatsächlich sind im inneren Krampengraben, im „Tirol“ oberhalb der Klause, Altmoränenreste nachgewiesen worden. Auch im Mürtal auf der Nordseite der Mündung des Schwarzenbachgrabens unweit Scheiterboden liegen Moränenreste. Cornelius (1938) hat wahrscheinlich gemacht, daß sie von einem Gletscher herrühren, der während der Rißeiszeit aus dem Höllgraben bis ins Mürtal vorgedrungen ist, den relativ breiten Schotterboden des Tales im Bereiche von Scheiterboden geschaffen hat und etwa 3 km flußabwärts sein Ende fand, wo die Mürz plötzlich einen querüberlaufenden Riegel in enger Klamm durchbricht. Der rißeitliche Gletscher muß hier demnach wie im Krampengraben bis 800 m Höhe herabgereicht haben.

Die mächtigsten Moränenanhäufungen des Schneecalpengebietes liegen an dessen Ostseite im Bereiche des Steingrabens. Hier finden sich sehr gut erhaltene Jungmoränen bis etwa 1 km oberhalb Altenberg in etwa 850 m, der Rißgletscher quoll aus dem Stein- und Blarergraben in den Altenberggraben heraus und scheint in diesem noch ein Stück weit abwärts geflossen zu sein. Er hat mindestens das Niveau von 800 m erreicht, seine Stirnmoräne ist allerdings nicht mehr erhalten. Auf der Nordseite der Schneecalpe sind merkwürdigerweise nur sehr spärliche Spuren einstiger Vergletscherung vorhanden. Cornelius (1938) fand geringfügige Moränenreste am Südfuß der Goldgrubenhöhe über dem Graben der Kalten Mürz sowie nördlich der Klein-Bodenalm. Zusammen mit spärlichen, in größerer Höhe gelegenen Moränenresten geben die angeführten Vorkommnisse Zeugnis von einer recht umfangreichen, allerdings keineswegs vollständigen lokalen Verfirnung des Schneecalpengebietes.

Sogar der nur an wenigen Stellen 1500 m Höhe übersteigende Kampalpenzug im Süden der Rax besaß nach Cornelius (1933) mindestens während der Rißeiszeit seine eigenen Lokalgletscher. Im Kaltenberggraben auf der Nordostseite des Drahtkogels reichen wohlerhaltene Moränen bis unter 800 m talwärts herab. Analoge Bildungen finden sich beim Gasthaus Brandl im Raxengraben. Auch sie enthalten phyllitisches Material, welches durch den Gletscher von der Nordwestflanke des Drahtkogels dahin getragen worden ist. Wegen der tiefen Lage dieser Moränen hält sie Cornelius für Bildungen der Rißeiszeit; Spuren jüngerer Glazialbildungen fehlen hier.

Die beträchtliche Vergletscherung der Rax und des Schneeberges ist schon von Penck beschrieben und in jüngster Zeit auch von Cornelius (1938, 1948) untersucht worden. Die Rax beherbergte auf der Südseite eine Reihe kleiner Kargletscher. Ein sehr deutlicher Moränenwall findet sich im Griesleitengraben in etwas über 1000 m und ebenso sind unter dem Siebenbrunnenkessel Moränenablagerungen vorhanden. Auch im Koglergraben auf der Südabdachung der Heukuppe ist Moränenblockwerk erhalten. In der Plateaumulde zwischen Jakobskogel und Scheibwaldhöhe sind Ufermoränen eines würmzeitlichen Gletschers erhalten, zwischen denen sich unter den Lechnermauern in 1450 m Höhe ein Endmoränenwall einschaltet. Dieser dürfte aber der Schlußvereisung angehören, denn die Ufermoränen ziehen sich weiter abwärts bis zum Absturz gegen das große Höllental, und wo dieses im

Norden den von der Straße durchzogenen Talboden in nur 580 m Höhe erreicht, stehen neuerlich gekritzte Geschiebe an. Ein Gletscher ähnlicher Größe floß vom Schneeberg nach Nordosten herab und reichte bis zum Schwabenhofe (880 m) unweit Schneebergdörfel. Auch auf der Nordseite des Schneeberges bezeugen Moränen, daß ein jungpleistozäner Gletscher beinahe bis zum Klostertaler Gscheid (784 m) herabgereicht hat, Penck bemißt danach die tiefste Schneegrenzlage auf der Nordseite dieser beiden östlichsten kalkalpinen Plateauberge mit 1250 m. Demgegenüber wird sie hier von Lichtenecker (1936) in 1400 m, von Cornelius (1938) in 1300—1350 m Höhe angesetzt. Nach dem vom letztgenannten Autor beigebrachten Beobachtungsmaterial ist auf Grund der derzeitigen Kenntnisse in den östlichsten Kalkhochalpen mit einer durchschnittlichen würmzeitlichen Schneegrenze in 1300—1400 m zu rechnen, während diejenige der Rißeiszeit noch um 100 m tiefer gelegen haben muß.

Wenden wir uns im Anschluß den östlichen Voralpen zu, so sehen wir, daß auch hier die höchsten Erhebungen noch Spuren einer lokalen Vereisung aufweisen, worauf schon Böhm (1900) hingewiesen hat.

Für das Stuhleckgebiet hat Cornelius (1933) dieselben beschrieben und auf der geologischen Spezialkarte Blatt Mürzzuschlag zur Darstellung gebracht. Auf der Nordseite des Stuhlecks sind im Kaltenbachgraben an mehreren Stellen Moränenreste erhalten. Jungmoränenmaterial findet sich nicht nur in einem kleinen Kar östlich Kote 1550 in etwa 1350 m Höhe, sondern auch an der Verzweigung des Grabens bei etwas über 1200 m und noch beim Kaltenbacher talwärts bis 1100 m. Außerdem finden sich offenbar rißzeitliche Moränenreste auf dem vom Hühnerkogel nordwärts hinabziehenden Kamm in nur 850 m Höhe oberhalb des Kaltenbachgrabens, ein Stück Seitenmoräne eines Gletschers repräsentierend, der hier offenbar noch ein Stück weiter talauswärts gereicht hat. Auch im Steinbachgraben und Auersbachgraben sind Moränenspurten erhalten, sie reichen in diesem bis 1360 m, in jenem bis 1200 m herab. Am Westhang des Stuhleckzuges liegen nur im oberen Ganzgraben westlich des Moschkogels Glazialablagerungen, in etwa 1300 m Höhe. Im Bereiche der Pretulalpe konnte Cornelius (1933) nirgends Gletscherspurten finden. Nur im Kar östlich unter dem Stuhleckgipfel liegen am Rande des über 1 km breiten Karbodens in mehrfachen konzentrischen Bögen wohlerhaltene Moränen. Von hier aus ist glaziales Schuttmateriel weiter hangabwärts bis in den Kleinen Pfaffengraben und noch weiter am Gegenhang aufwärts verfolgbar. Die letzten Moränenreste finden sich in mehr als 500 m Entfernung von „Holzmeister“ in etwa 1100 m Höhe. Penck und Lichtenecker haben aus den ihnen bekannten Unterlagen im Stuhleckgebiet auf eine würmzeitliche Schneegrenze von 1500 m geschlossen, Cornelius tritt für eine solche in 1450 m und unter den Sonderverhältnissen des Kleinen Pfaffengrabens in 1300—1350 m ein. Während der Rißeiszeit muß die Schneegrenze im ganzen Stuhleckgebiet auf 1300 m herabgedrückt gewesen sein. Nach den im Stuhleckgebiet vorgefundenen Verhältnissen läßt auch der Hochwechsel eine lokale eiszeitliche Verfirnung erwarten. Es befindet sich auch tatsächlich auf der Ostseite des Umschufriegels (1703 m) ein Kar in 1490 m Höhe, die eiszeitliche Schneegrenze wird somit auch im Bereich des Hochwechsels nicht über 1500 m (vgl. Penck l. c., p. 1136) gelegen haben. Danach waren zweifellos auch die Gipfelpartien des Rennfeldes (1630 m) und des Hochlantsch (1722 m) in größerer Ausdehnung verfirnt, während der überwiegende Teil der östlichen Voralpen und des Grazer Berglandes dauernd eis- und firnfrei geblieben ist und somit, wie schon erwähnt, ein ausgedehntes Refugialgebiet dargestellt hat.

Es bleibt nun noch übrig, die glazialen Verhältnisse im oberen Murtale, in den Niederen Tauern und im Gleinalpengebiet zu besprechen, was in erster Linie auf Grund der zusammenfassenden Darstellung derselben durch Penck (l. c.) geschehen soll. Die Radstädter und Niederen Tauern sandten ihre Gletscher nicht nur nach Norden dem Ennstal, sondern auch nach Süden dem Murtal zu, wo sich im Becken des Lungaus das Eis so hoch staute, daß es nicht nur durch das Murtal ostwärts, sondern auch über einzelne Sättel südwärts abfloß. Der 1641 m hohe Katschberg ist mit erratischem Material aus den Niederen Tauern übersät und das westlich benachbarte Tschaneck (2014 m) trägt bis zu seinem Gipfel die Spuren der Vergletscherung. Der vom Tschaneck westwärts zum Kareck ziehende Rücken ist vom Eise bis 2200 m Höhe rundgeschliffen. Weiter im Osten weist die Turracher Höhe (1763 m) Spuren einer intensiven Vergletscherung auf. Penck (l. c. p. 1121) hat hier keine erratischen Geschiebe gefunden und schließt daraus, daß über diesen Paß nur Eis des Stangalpengebietes nach Süden geflossen ist. Dies ist für die Würmeiszeit zweifellos richtig, ob es auch für die Rißeiszeit zutrifft, bedarf noch weiterer Untersuchung, da die Erosionswirkung der jüngeren lokalen Vergletscherung örtlich immerhin alle älteren Ablagerungen beseitigt haben kann. Im Umkreise der zwischen den Ausläufern des Eisenhutes und der Pranker Höhe gelegenen Einsattelung der Flattnitzhöhe (1390 m) ist Penck der Nachweis erratischer Geschiebe gelungen, die nur durch Eistransport aus dem Murtale dahin gelangt sein können.

Er fand fremdes Material auf dem Ostabhang der Haidener Höhe noch bis in 1700 m, auf dem Westabhang der Unterwände bis in 1650 m Höhe. Damit ist auch hier ein Anhaltspunkt für die Niveauhöhe des Murgletschers gewonnen. Auch weiter östlich im Bereiche der südlich Murau gelegenen Höhen finden sich dafür wichtige Höhenmarken. So hat Penck auf der Kuhalpe (1784 m) noch etwa hundert Meter unter dem Gipfel erratische Geschiebe entdeckt und der Rücken der sich von hier zur Grebenzen (1870 m) erstreckt, trägt deutliche Spuren des Eisüberganges. Es ergibt sich hieraus ein Oberflächen-niveau des Murgletschers, welches von etwa 2200 m im hinteren Lungau auf etwa 1700 m in der Murauer Gegend absank und wegen des an vielen Stellen erfolgenden Abflusses nach Süden jedenfalls auch nach dieser Richtung geneigt war. Hiermit stimmt gut überein, daß die das Becken des Lungaus im Norden begrenzenden Höhen bis über 2000 m vom Eise völlig rundgeschliffen worden sind. Das Lungauer Mittelgebirge war mit Ausnahme seiner höchsten Erhebungen tief unter dem Eise begraben und besitzt dementsprechend rundgeschliffene Oberflächenformen. Nur seine höchsten Erhebungen, der Lasaberg (1934 m), die Payerhöhe (1971 m) und der Gstoder (2141 m) weisen nach Richter (1900, p. 87) Karspuren auf. Man geht aber trotzdem wohl nicht fehl, wenn man annimmt, daß ihre über das Eis emporragenden Kuppen vollständig firnbedeckt waren.

Das oberste Murtal trägt somit den Charakter einer eiszeitlich intensivst vergletscherten Landschaft und es überrascht daher, daß in dem kurzen Talstück zwischen Teufenbach und Judenburg die glazialen Phaenomene rasch zurückgehen und unterhalb Judenburg vollständig fehlen. Die Ursache liegt darin, daß sich der Murgletscher unterhalb Frojach teilte und mit einer Niveauhöhe von noch 1600 m einen mächtigen Ast über den Neumarkter Sattel nach Südosten entsandte. Die Spuren des einstigen Eisüberganges sind hier weithin erhalten und geben sich schon im Kartenbilde durch zahlreiche kleine Seen und Sümpfe zu erkennen. Am Ostabhang der Grebenzen hat Penck erratisches Material noch in 1520 m Höhe gefunden. Es hat sonach der Eisstrom während seines Höchststandes die ganze 12 km breite Lücke zwischen Grebenzen und Seetaler Alpen überflutet und aus diesem Grunde nur einen schmalen Eisstrom weiter murabwärts bis Judenburg entsandt. Auf dieser Strecke trat er am Pölsbühl (811 m), der nur 100 m über dem Talboden liegt, ein letztes Mal aus dessen Grenzen aus, indem er nach Norden ins Pölstal überfloß und sich dort hammerförmig nach beiden Seiten ausbreitete. Bei Mauterndorf krümmt sich seine Endmoräne aufwärts, bei Allerheiligen eine andere talabwärts, das Pölstal selbst ist oberhalb Mauterndorf versumpft und deutet auf eine vorübergehende Versperrung des Tales durch den Murgletscher hin. Penck bemißt die Niveauhöhe des Murgletschers an der Übertrittsstelle mit mindestens 1000 m. Trotzdem liegen zwischen St. Peter und Judenburg bereits in mehreren Wällen die jungpleistozänen Endmoränen des Gletschers, an die sich mächtige Schotteraufschüttungen anschließen. In diesen ist westlich des Bahnhofes Judenburg ein letztes Mal Moränenmaterial aufgeschlossen, die Vergletscherung hat demnach während der älteren Eiszeiten im Murtale kaum weiter gereicht als während des Würm. Das Becken von Knittelfeld ist von fluvioglazialen Schottern überdeckt, welche die tertiäre Beckenausfüllung überlagern; Gletscherspuren sind hier von Penck und Sölch (1947, p. 317 ff.) nirgends aufgefunden worden.

Der geschilderte Verlauf des Murgletschers, besonders die Angaben über die Niveauhöhen, welche das Eis erreichte, beziehen sich auf die Verhältnisse während des Maximalstandes der Vergletscherung, somit wahrscheinlich auf die Rißeiszeit. Der geringe Abstand der würmzeitlichen Endmoränen von den älteren bei Judenburg dürfte nicht auf gleich intensive Verfirnung in den Nährgebieten zurückgehen, sondern dem Umstande zu danken sein, daß das Murtal als tiefste Abflußrinne bei einem niedrigeren Eisstande weniger an Eismächtigkeit verlor, als die über die Sättel abfließenden Gletscherzweige.

Es ist nun unsere Aufgabe, ein Bild von der Intensität der Vergletscherung in den Niederen Tauern zu gewinnen. Gehen wir von einer Gletscheroberfläche von 2200 m im hinteren Lungau und von 2000 m im oberen Ennstal aus und berücksichtigen wir, daß die Eisströme aus den Talfurchen der Niederen Tauern mit Gefälle dem Haupttal zugeflossen sind, so kommen wir zu einem Eisstromnetz, welches am Hauptkamm des Gebirges in über 2200 m angesetzt haben muß. Dieses Niveau lag hoch über der eiszeitlichen Schneegrenze, so daß während der ungünstigsten Klimaperioden in den westlichen Niederen Tauern sicher nur steilste Grate und Hänge in günstigster Lage regelmäßig ausaperten. Die westlichen Niederen Tauern boten demnach während der Eishochstände ein Bild, welches man mit demjenigen vergleichen kann, welches uns heute die höchsten und am intensivsten vergletscherten Gebirgsstöcke der Alpen bieten. Schon wesentlich anders muß das Bild im mittleren Abschnitt der Niederen Tauern gewesen sein. Wissmann (1927, p. 23) weist darauf hin, daß sich in den weichen Gesteinen der Wölzer Tauern Kare nur oberhalb 1600 m erhalten

haben. Dies spricht gleich den von Penck (l. c. p. 1132) für das Murgebiet angeführten Argumenten für eine relativ hohe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in diesem Gebirgstheil und damit auch für eine geringe lokale Vergletscherung desselben. Damit hängt zusammen, daß das Pölstal in großer Ausdehnung unvergletschert geblieben ist. Abgesehen von dem über den Pölshals eingedrungenen Seitenast des Murgletschers war es bis weit oberhalb St. Johann am Tauern (1053 m) dauernd eisfrei. Erst hinter dem Gasthof Bruckenhäuser, mehr als 2 km nördlich des Ortes, begegnet man dem ersten Endmoränenwall. Er wurde von einem Lokalgletscher gebildet, der aus den Karen des Griessteins und Lerchkogels durch den Leitschachgraben herabfloß. Ein Stück weiter oberhalb hat der Lokalgletscher des Pölstaies selbst Endmoränen gebildet und durch diese die Wasserscheide des Haupttales etwas nach Süden verschoben. Seine Moränen sind im weiten Bogen vom Hengst zum Abhang der Wirtsalm und zurück zum Bruderkogel quer über den Talboden ausgebreitet. Die Pölsen selbst war vom Eise erfüllt und stellt ein typisches glaziales Trogtal dar. Die Bösensteingruppe beherbergte eine ganze Reihe größerer und kleinerer lokaler Eisströme. Aus dem Kar der Scheipelalm floß der Bösensteingletscher ostwärts ab und reichte am Hang bis über die Bruckenhühbe gegen das Tal herab. Schliffkerben am Hauseck nordwestlich der Scheipelalm zeigen nach Hauptmann und Heritsch (1908) an, daß das Eis über dem Scheipelsee eine Mächtigkeit von 200—300 m erreicht hat. Das nördlich benachbarte Ochsenkar muß einen nicht minder ansehnlichen Gletscher beherbergt haben, da dieser noch den Sunck erreicht und dort granitisches Moränenmaterial zurückgelassen hat. Im Schwarzenbachgraben floß das Eis bis zur Brettersäge talwärts, tiefer unten ist der Bach schluchtartig ins Gelände eingeschnitten. Von der Nordseite der Hochheide hing der Singsdorfer Gletscher herab und auch die Globukenalm nördlich des nur 1043 m hohen Steinermandls war eisbedeckt. Dagegen haben Hauptmann und Heritsch im Strechengraben keine Moränenreste gefunden, sondern solche nur im Seitenstallgraben westlich davon nachweisen können. Im ganzen lassen die Reste glazialer Ablagerungen erkennen, daß im Bösensteingebiet die sub- und hochalpinen Lagen zu einem großen Teile firn- und eisbedeckt gewesen sein müssen.

Wesentlich günstigere Verhältnisse müssen weiter südlich geherrscht haben. Penck (l. c.) verzeichnet in seiner Karte des Draugletschers und seiner Nachbarn in dem bei Oberzeiring ins Pölstal mündenden Blabachgraben einen Lokalgletscher, der etwa bis zur Talgabelung beim Trattner reichte. Das Brettsteintal ist nach dieser Darstellung weit aufwärts eisfrei geblieben. Dagegen ist das Wölzertal vollkommen vergletschert dargestellt, womit, wie wir später zeigen werden, gewisse tiergeographische Befunde im Widerspruch stehen. Auf jeden Fall steht fest, daß sich im Bereiche des Schießecks und der nördlichen Vorlagen des Bösensteins ausgedehntes eis- und firnfreies Areal befunden hat, welches mit den Refugialgebieten im östlichen Teile der Niederen Tauern zusammenhing. Als eisfreie Nunatakr müssen auch der Kalkgipfel des Pleschaitz (1797 m) nördlich Frojach und der Höhenzug Schwarzkogel (1672 m)—Bosruck (1766 m)—Haberer (1504 m) zwischen dem untersten Wölzertal und dem Pölshals über das Talgletscherniveau emporgeragt haben.

Obwohl sie größtenteils eisfrei waren, haben doch auch noch die Triebener und Seckauer Tauern ansehnliche Gletscher beherbergt. Ein Lokalgletscher, der das Triebental erfüllte, hat nach Penck (l. c. p. 1135) 12 km Länge erreicht, der Talgletscher der Ingering 13 km, der Talgletscher des Gaaltales ebenfalls 13 km und der von der Nordostflanke des Seckauer Zinken herabkommende Feistritzgletscher 5 km, während im Gradenbachgraben auf der Südseite des Zinken nur ein kleinerer Gletscher lag. Penck schließt aus diesen Daten unter Berücksichtigung der Seehöhe der die Täler umrahmenden Gebirgskämme auf eine Absenkung der Schneegrenze auf 1600—1700 m, wobei der niedrigere Wert für die Nordseite, der höhere für die Südseite des Tauernhauptkammes gilt. Es haben somit die östlichsten Niederen Tauern zwar auf ihren höchsten Erhebungen eine ausgedehnte Firnkappe getragen und in die größeren Täler relativ ansehnliche Lokalgletscher herabgesandt, die Vorberge, die unteren Hangpartien und die tieferen Tallagen blieben aber eis- und firnfrei.

Östlich der Niederen Tauern, durch das unvergletscherte Murtal von ihnen getrennt, zieht sich der lange Zug der Gleinalpe hin. Er ragt nirgends über 2000 m empor und kann daher nur eine räumlich begrenzte Firnkappe getragen haben. Auf der Nordseite seiner höchsten Erhebung, des Speikkogels (1989 m) sind die Spuren eines kleinen Kars erhalten, die auf eine unbedeutende Vereisung im Tal-schluß des Lobmingtales schließen lassen. Man hat hieraus auf eine Schneegrenzlage in 1700 m Höhe geschlossen. Hiernach lag der Hauptkamm sowohl nördlich des Eibelkogels als auch südlich der Roßbachalpe dauernd unter der Schneegrenze und bildete samt den weitausladenden Flanken dieses Gebirgszuges ein großes Refugialgebiet, das allerdings in seinen höchsten Erhebungen infolge der

abgerundeten Bergformen wenig Schutz gegen Windwirkung und Strahlung bot und aus diesem Grunde extreme Standortsbedingungen aufwies.

Nachdem mit der Besprechung des Gleinalpengebietes die Schilderung der eiszeitlichen Vergletscherung des Untersuchungsgebietes zum Abschluß gebracht ist, erweist es sich als zweckmäßig, die Lage der Schneegrenze während der Eiszeiten nochmals zusammenfassend zu erörtern. Einzelne Angaben hierüber sind zumeist nach den Schätzungen Pencks (l. c.) bereits weiter oben gemacht worden, ein Vergleich der eiszeitlichen mit der gegenwärtigen orographischen Schneegrenze ist aber nur möglich, wenn man nicht nur Einzelwerte einander gegenüber stellt, sondern die regionalen Gesetzmäßigkeiten berücksichtigt. Für einen solchen Vergleich liefern die Untersuchungen Lichteneckers (1936), die leider durch dessen frühen Tod vorzeitig abgebrochen wurden, wertvolle Unterlagen.

Wie schon Penck so heben auch Lichtenecker und in jüngster Zeit Klebelsberg (1939—46) hervor, daß die Schneegrenze von den niederschlagsreichen Randbergen gegen das niederschlagsärmere zentral-alpine Gebiet ansteigt. Die Karte 1 in Lichteneckers Arbeit zeigt, daß die Schneegrenze des Jahres 1850 im Querprofil Allgäu—Ötztaler Alpen von 2400 m in der Nähe des Alpennordrandes auf 2900 m im Inneren der Ötztaler Alpen ansteigt. Klebelsberg verzeichnet für den gleichen Raum in seiner Darstellung des gegenwärtigen Verlaufes der Schneegrenze ein Ansteigen von 2500 m auf 3100 m. Es bedeutet dies einen Höhenunterschied von 500 m bzw. 600 m, der allerdings einen heute in keinem anderen Querschnitt der Ostalpen erreichten Höchstwert darstellt. Der Unterschied zwischen Alpenrand- und Binnenlage wird um so geringer, je weiter man gegen Osten fortschreitet, weil der kontinentale Klimateinfluß des pannonischen Raumes die Gegensätze um so mehr abschwächt, je mehr man sich dem Ostrande des Gebirges nähert.

Für die Ermittlung der tiefsten Lage der Schneegrenze liefern die vielen Lokalgletscher, die es während des Pleistozäns in der Nähe des Alpenrandes gab, wertvolle Unterlagen. Wie Penck so ist auch Lichtenecker bei seinen vergleichenden Untersuchungen von ihnen ausgegangen. Er kommt in Übereinstimmung mit Penck zu dem Ergebnis, daß in den Nordostalpen die Schneegrenze im Fuschlsee- und Traunsteingebiete besonders tief herabgedrückt war. Sie lag dort im Eibenseekar in 1050 m, im Bereiche des Laudachsees auf der Ostseite des Traunsteins sogar nur in 1000 m Höhe. Dagegen ergaben die Berechnungen Lichteneckers an anderen Punkten der salzburgisch-oberösterreichischen Voralpen einen einheitlichen Wert von 1100 m, der an manchen Stellen über den Schätzungen Pencks gelegen ist. Gegen das Alpeninnere und gegen Osten stieg die eiszeitliche Schneegrenze an und lag bereits in den Flußgebieten der Steyr und Enns in 1200 m, welchen Betrag Lichtenecker ohne die neuesten Untersuchungen Götzingers zu kennen, auch für das Ötschergebiet annahm. Am Südhang des Göllers ergibt sich eine Schneegrenzlage in 1300 m, im Gesäuse, auf der Nordseite der Hochschwabgruppe und am Schneeberg eine solche von 1400 m. Ein Ansteigen der eiszeitlichen Schneegrenze um weitere 100 m ist auf Karte 2 in Lichteneckers Arbeit am Schoberpaß, auf der Hochschwabsüdseite und am Stuhleck verzeichnet. Das Murtal zwischen Murau und Knittelfeld, das untere Liesingtal und die beiderseits angrenzenden Höhen weisen eine eiszeitliche Schneegrenze in 1600 m, der Osthang der Seckauer Tauern und das Gleinalpengebiet eine solche in 1700 m Höhe auf. Am höchsten lag nach übereinstimmender Angabe Pencks und Lichteneckers die Schneegrenze auf der Koralpe, wo sie nie unter 1800 m abgesenkt worden ist.

Die großen Unterschiede, die zwischen einzelnen Teilen der Nordostalpen hinsichtlich der Lage der eiszeitlichen Schneegrenze bestanden, lassen wichtige Zusammenhänge erkennen. Sie erklären zum Beispiel, warum der Murgletscher bei Judenburg so jäh sein Ende fand und der durch das Paltental abfließende Zweig des Ennsgletschers nicht auch noch das Liesingtal überfluten konnte. Sie geben weiters zu erkennen, daß das Bergland um Graz und besonders die Umrahmung des Kainacher Beckens klimatisch während der Pleistozäns außerordentlich begünstigt waren, was den Reichtum dieser Gebiete an präglazialen Relikten erklärt. Schließlich zeigt der Vergleich der eiszeitlichen mit den gegenwärtigen Schneegrenzverhältnissen, daß die regionalen Unterschiede zwischen dem ozeanischen Klimagebiet am Nordrand und dem kontinentalen Inneren und Ostrand damals wie heute dieselben waren. Es ist demnach der Schluß zulässig, daß in grober Annäherung im ganzen Ostalpengebiete die Schneegrenze des Jahres 1850 um 1100 m höher lag als die des tiefsten eiszeitlichen Standes während des Maximums der Rißvergletscherung. Die Depression der Schneegrenze während der Würmperiode war in den Nordostalpen nach Penck um etwa 100 m geringer als die der Rißeiszeit. Seit 1850 hat die Schneegrenze eine weitere Hebung um mehr als 200 m erfahren, was sich in dem ständigen Rück-

gang der Gletscher seit dieser Zeit, ganz besonders aber in ihrem katastrophalen Schwinden innerhalb der letzten Jahre äußert.

Die großen Gegensätze im Gesamtklimacharakter der einzelnen Jahre des verflossenen Dezenniums haben im übrigen deutlich gezeigt, wie rasch sich die Schneeverhältnisse in Hochlagen zu ändern vermögen. Sie haben uns gelehrt, daß ein einziger schneereicher Spätwinter, der des Jahres 1944, zur Anhäufung von Schneemassen führen kann, die der darauffolgende Sommer auch weit unterhalb der Schneegrenze an vielen Stellen nicht wegzuschmelzen vermag. Nicht nur in Dolinen und schattigen Karen des Dachsteinmassivs und des Toten Gebirges, sondern auch in den sonst sehr früh ausapernden Haller Mauern und Gesäusealpen blieben damals Firnreste bis in den nächsten Winter liegen, deutlich jene Stellen anzeigend, an denen sich Eis und Firn am Ende der Schlußvereisung am längsten gehalten haben. Die Jahre 1945—1947 haben demgegenüber infolge ihres ungewöhnlich trockenen und warmen Klimacharakters ein sehr rasches Abschmelzen der hochalpinen Schneedecke bewirkt. Es fielen ihnen Firnreserven zum Opfer, die sonst nicht angetastet werden und es kam dadurch zu einer sehr weitgehenden Austrocknung des Gebirges. Demgegenüber haben die niederschlagsreichen Sommer der Jahre 1949 und 1950 in den Hochalpen neue Firnreserven liegen gelassen und gezeigt, daß die Ernährung der Gletscher weniger von der Menge der winterlichen Niederschläge als von der Menge, der firnschmelzenden Strahlungswärme des Sommers abhängt. In den letzten zehn Jahren wurde uns ein Gegensatz im Kleinen vor Augen geführt, zwischen dessen ins Extrem gesteigerten Polen das Klima der Hochgebirgslandschaft im Quartär wiederholt hin und her pendelte.

b) Die Auswirkungen der Klimaschwankungen des Quartärs

Das wiederholte Schwanken des Klimas der Quartärzeit zwischen Extremen, die auf der einen Seite eine Vergletscherung großer Teile Europas auslösten, auf der anderen den Rückzug des Eises bis in den hohen Norden und in die höchsten Gebirgslagen Mitteleuropas bedingten, ist heute durch eine große Zahl unbestreitbarer Befunde erwiesen.

Wir wollen uns im folgenden weniger mit der Frage des wiederholten Wechsels kalter und warmer Klimaperioden befassen, einer seit Jahrzehnten immer wieder diskutierten Frage, als vielmehr mit den Auswirkungen dieser Klimaveränderungen auf die Gesamtlandschaft und auf die Entwicklung von Flora und Fauna. Noch während der letzten Eiszeit, über die wir besonders gut unterrichtet sind, herrschte im periglazialen Gebiete ein hocharktisches Klima, welches der Landschaft ein hochnordisches Gepräge gab.

Über die Vegetationsverhältnisse, die während der letzten Eiszeit und im Spätglazial im Umkreise der Alpen geherrscht haben, geben uns zahlreiche pollenanalytische Profiluntersuchungen und auch makroskopische Fossilfunde aus hoch- und spätglazialen See- und Moorablagerungen eine recht gute Vorstellung. Aus ihnen geht hervor, daß die Landschaft zwischen dem nordischen Eisschild und den intensiv vergletscherten Alpen während der Vereisungsmaxima waldlos war. Firbas (1935) hat am Federsee in Oberschwaben und sogar noch in der westpfälzischen Moorniederung an der Basis von See- und Moorablagerungen, deren Sedimentation bis in die letzte Eiszeit zurückreicht, eine Flora nachgewiesen, aus der mit Sicherheit auf Waldlosigkeit der damaligen Umgebung geschlossen werden kann. Im Gegensatz zu jüngeren Schichten finden sich in diesen hocheiszeitlichen Ablagerungen ganz überwiegend Pollen von Gräsern und Kräutern, daneben solche von Weiden und Birken, die offenbar nur von niederen Sträuchern herrühren. *Hippophaë rhamnoides* ist im Pollenbestand der älteren Schichten regelmäßig vertreten. Die wenigen Baumpollen sind solche von Föhren, offenbar neben *Pinus silvestris* auch *Pinus cembra* und im Umkreise der Alpen *Pinus montana*. Im Federseegebiet wurden im Gletscherton makroskopische Reste von *Salix polaris* und *Dryas octopetala* gefunden, also von Pflanzen, die charakteristische Bestandteile der rezenten arktischen Flora darstellen. Loserts (1940) Untersuchungen an See- und Moorablagerungen Innerböhmens, die bis in die Würmeiszeit zurückreichen, ergaben ein ähnliches Bild. Sie beweisen, daß auch die böhmische Elbeniederung während der maximalen Eisausbreitung den Charakter einer subarktischen Kältesteppe trug und sich erst in spätglazialer Zeit wieder bewaldet hat. Es überwiegen auch hier in den ältesten Schichten die Pollen von Gramineen, Cyperaceen, Artemisien und anderen niederen Pflanzen bedeutend über die Baumpollen. *Hippophaë*, heute in Böhmen vollständig fehlend, ist reichlich vertreten, daneben *Betula* und *Salix*, während *Pinus* anfänglich sehr stark zurücktritt. Der Nachweis vom *Empetrum* und *Myriophyllum alternifolium* ergänzt das Bild, das hier wie in den von Firbas untersuchten Profilen an eine Tundrenlandschaft erinnert.

Die durch pollenanalytische Untersuchungen bis in die Würmeiszeit zurückreichender Ablagerungen gewonnenen Befunde werden durch die Spuren einer klimabedingten Denudation größten Ausmaßes im periglazialen Gebiet wesentlich ergänzt¹.

Fast hundert Jahre lang erblickte man die geomorphologische Wirkung des Eiszeitklimas beinahe allein in den Spuren der Gletscher. Im periglazialen Gebiete vermutete man dagegen ein nahezu störungsloses Fortwirken der Oberflächengestaltung nach den Gesetzen der „fluviatilen“ Formbildung von der Tertiärzeit her bis zur Gegenwart (Büdel 1944). Heute weiß man durch die Untersuchungen von Büdel (1933, 1944), Poser (1948), C. Troll (1944, 1947) u. a., daß die nicht glazigene Erosion hinter der glazigenen an Leistungskraft nicht nachstand. Der Wirkungsbereich der periglazialen Denudation erstreckt sich auf das Gebiet des eiszeitlichen Dauerfrostbodens, das von Poser (1948) auf Grund der Verbreitung fossiler Löß- und Lehmkeile, Würge- und Taschenböden sowie klimabedingter asymmetrischer Vorzeittäler innerhalb Europas schon mit ziemlich großer Genauigkeit abgegrenzt werden konnte. Nach Posers Ermittlung ist die südliche Verbreitungsgrenze des würmzeitlichen Dauerfrostbodens in Westeuropa nahezu breitenparallel durch Nordfrankreich verlaufen und bog von da scharf südwärts gegen die Westalpen um. Aus dem Raume zwischen nordischem Inlandeis und alpiner Gletschermasse sind zahlreiche Nachweise eiszeitlicher Frostbodenbildungen bekannt. Sie zeigen Ausbildungsformen, die darauf schließen lassen, daß hier unter dem Einfluß der beiden großen Eiskecken eine Art Kältezentrum in Mitteleuropa bestanden hat. Östlich der Alpen biegt die Frostbodengrenze, den größten Teil des Donaubeckens in das Frostbodgebiet einschließend, weit südwärts gegen den Balkan aus. Hier kommt offenbar bereits die strenge Winterkälte des kontinentalen Klimas zur Wirkung. Im Vorlande der Nordostalpen wurden pleistozäne Würge- und Taschenböden von G. Göttinger, E. Szádeczky-Kardoss und F. Kümel an zahlreichen Stellen aufgefunden und zuletzt von F. Kümel (1937) als Brodelböden zusammenfassend beschrieben. Kümel führt derartige Würge- und Taschenböden von folgenden Orten Österreichs an: von Wagram am N-Rand des Tullnerfeldes, von zahlreichen Punkten des Wiener Stadtgebietes nördlich und südlich der Donau, vom Zeiselberg und der diesem benachbarten Ortschaft Grammatneusiedl, von Schönabrunn im Bezirk Bruck a. Leitha, vom Goldberg bei Edelstal sowie von Kittsee, Gattendorf und Weiden im Nordburgenland, von Leobersdorf im Steinfeld und schließlich von Großwarasdorf im Bezirk Oberpullendorf, Mittelburgenland. Ich selbst fand durch Bodenfrost bewirkte Profilstörungen noch in einem Aufschluß der mittleren Murtalterrassen unweit nordwestlich von Radkersburg. C. Troll (1947) hat drei Phänomene der Bodengefrorenis unterschieden: Die Erscheinung des Bodeneises an sich in Form der jahreszeitlichen oder andauernden Bodengefrorenis; die Bildung von eluvialen Verwitterungsböden durch die Wirkung des Bodenfrostes, vor allem die Bildung der sogenannten Struktur- und Texturböden; die eigentliche formbildende Wirkung des Bodeneises an Hängen, das Boden- und Schuttfliessen, die Solifluktion. Diese bedeutet eine sehr lebhafte Massenbewegung des Schuttes und gleichzeitig eine Korrasion des Gesteinsuntergrundes. Büdel (1944) hat an Beispielen aus den deutschen Mittelgebirgen gezeigt, daß selbst auf Böschungen von nur 2° Neigung infolge von Solifluktion ein Schuttransport über Strecken bis zu 2 km erfolgte, wobei auch Blöcke von bedeutender Größe bewegt wurden. Da die treibende Kraft der Solifluktion die Schwerkraft ist, kam das Bodenfließen jeweils an den Tiefpunkten des Geländes zum Stehen, an diesen erfolgte demnach die Anhäufung des Hangschuttes, sofern nicht strömendes Wasser für den Weitertransport im Wege der fluviatilen Erosion sorgte. Das letztere war in großem Umfange der Fall und hat im Vorlande der Alpen allenthalben zur Ablagerung mächtiger Schottermassen geführt. Büdel (1944) hat gezeigt, daß die Terrassenlandschaften entlang der aus den Alpen kommenden Flüsse nicht an das Vorhandensein eiszeitlicher Gletscher und Moränenkränze gebunden sind, sondern ein Ergebnis der verstärkten eiszeitlichen Erosion darstellen, wobei die Solifluktion in der Leistung des Materialtransportes hinter der Gletschererosion nicht zurückblieb. Wir können deshalb an den ehemals gletscherfreien Alpenflüssen unseres Gebietes, z. B. an der Raab, genau denselben Wechsel von Aufschüttung und Lateralerosion in den Eiszeiten mit Eintiefung in den Zwischeneiszeiten und im Spätglazial beobachten wie in denjenigen Tälern, deren obere Abschnitte von Gletschern erfüllt waren. Auch die Terrassen an der Schwarza, Piesting und Traisen, in deren Einzugsbereich sich nur winzige Eiszeitgletscher befunden haben, verdanken ihre Entstehung so gut wie ausschließlich der Leistung derjenigen Erosionskräfte, die im periglazialen Gebiete wirksam waren.

¹ Den Hinweis auf die diesbezügliche Literatur verdanke ich Herrn Prof. Dr. H. Spreitzer (Wien), dem hierfür auch an dieser Stelle nochmals herzlich gedankt sei.

Nach den vorstehend in gedrängtester Form referierten Forschungsergebnissen liegen die gesamten Nordostalpen im Bereiche der würmzeitlichen Frostbodenverbreitung und es ist demnach anzunehmen, daß ähnlich wie heute in der Arktis in diesem Gebiete der wintersüber gefrorene Boden nur an edaphisch und geomorphologisch begünstigten Standorten während der Vegetationszeit zur Gänze wieder auftaute. Da Bodenfrost besonders die terricolen Organismen nicht nur direkt, sondern auch durch seine Rückwirkung auf Wasserhaushalt und Durchlüftung des Bodens tiefgreifend beeinflußt, ist anzunehmen, daß er überall dort, wo er wirksam wurde, als scharfer Auslesefaktor viele subterran lebende Organismenarten vernichtet hat. Es wird darum im historisch-tiergeographischen Teile dieser Arbeit zu untersuchen sein, in welcher Weise nicht nur die totale Vernichtung der präglazialen Fauna durch die Bedeckung mit eiszeitlichen Gletschern und Firnfeldern, sondern auch die partielle Devastierung des Faunenbestandes durch dauernden Bodenfrost noch in der rezenten Tierverbreitung erkennbar ist.

An dieser Stelle sei späteren Erörterungen ein Hinweis auf die Bedeutung der Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes für die Faunengeschichte vorweggenommen. Dort, wo sehr wasserdurchlässiges Material, vor allem sehr spaltenreiches Gestein unter dünner Bodendecke anstand, scheint der Bodenfrost nicht zu Wasserstau geführt zu haben. Wo in solchen Fällen an günstig exponierten Hängen überdies ein höheres Maß von Strahlungswärme zur Wirkung kam und infolgedessen der Boden während einer längeren Periode des Jahres auftaute, müssen ungleich günstigere Bedingungen für die Persistenz von Relikten der Bodenfauna aus dem Tertiär bestanden haben als im übrigen Gebiete. Hierin haben wir offenbar die Erklärung dafür zu suchen, daß wir im periglazialen Gebiete der Alpen dort, wo kluftreiche Kalke und Dolomite anstehen, eine relative Anreicherung von Relikten feststellen können. Eine zweite Ursache besteht allerdings auch darin, daß derartige Standorte in postglazialer Zeit keinen geschlossenen Wald trugen, ein Faktor, auf den im folgenden näher eingegangen werden muß.

Die klimabedingte Veränderung des Pflanzenkleides hat zweifellos den Artenbestand der Landfauna sehr nachhaltig beeinflußt. Wir wissen heute (vgl. Franz 1950a), daß bewaldetes und waldfreies Gelände von Lebensgemeinschaften besiedelt ist, die sich in ihrer Artenzusammensetzung außerordentlich stark voneinander unterscheiden. Dabei sind die während des Jungquartärs dauernd bewaldeten Gebiete reich an Waldrelikten, die dauernd waldfreien reich an heliophilen Steppenarten, während das wechselnd von Wald- und Steppenvegetation bedeckte Gelände in seinem Artenbestand verarmte und besonders in der Bodenfauna bis heute den Verlust nur zum Teile ausgleichen konnte (vgl. Franz 1950b, 1951). Es ist demnach von allergrößtem historisch-biogeographischem Interesse, neben der Dauerfrostbodengrenze auch die würmeiszeitliche Waldgrenze zu ermitteln. Poser (1948) hat auch dies mit Rücksicht auf die sich daraus ergebenden paläoklimatologischen Schlußfolgerungen getan und hat sich dabei in Anlehnung an Firbas auf die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschungen gestützt. Nach seinen Ermittlungen verlief die Waldgrenze während der Würmeiszeit in Westeuropa südlich bzw. westlich der Dauerfrostbodengrenze, ohne diese zu überschneiden. Über Mitteleuropa wich sie nach Süden hinter die Alpen zurück, drang aber östlich der Alpen, die Dauerfrostbodengrenze etwa in der Gegend von Agram überschneidend, weit nach Norden vor. Sie bezog hier Mähren noch dem bewaldeten Gebiete ein und verlief von hier am Süd- bzw. Westfuße der Karpathen ostwärts. Der von Poser angegebene Verlauf der letzteiszeitlichen Waldgrenze ist durch die pollenanalytische Untersuchung zahlreicher bis in die Würmeiszeit zurückreichender Sedimentationsfolgen größtenteils gut gesichert. Am wenigsten ist dies leider in dem Abschnitte zwischen Alpensüdrand und Mähren der Fall, da aus den östlichen Voralpen und aus deren Vorland bisher noch keine bis in das Pleistozän zurückreichenden pollenanalytischen Profiluntersuchungen vorliegen. Der Verlauf der Waldgrenze und selbst der Schnittpunkt dieser mit der Frostbodengrenze läßt sich demnach hier derzeit auf Grund paläontologischer Unterlagen nur in solcher Annäherung angeben, daß die Möglichkeit einer Verschiebung um mehrere hundert Kilometer auf Grund späterer exakterer Ermittlung offen gelassen wird. Damit ist aber auch die Frage, ob während des Pleistozäns in den östlichen Voralpen und damit am Ostrande unseres Untersuchungsgebietes Reliktwälder persistiert haben, von paläontologischer Seite bisher noch nicht beantwortet. Die Möglichkeit der Persistenz kleiner Reliktbestände von Gehölzen an geschützten Standorten des im übrigen während der Eishochstände unbewaldeten mitteleuropäischen Gebietes hat schon Firbas (1935, p. 51) angedeutet. Er hat darauf hingewiesen, daß sich in hochglazialen Ablagerungen des im übrigen während des Eishochstandes unbewaldeten Gebietes immer wieder vereinzelt Baumpollen, und zwar nicht nur solche der Kiefer, finden, und daß diese Funde die Möglichkeit andeuten, daß sich in Refugien doch auch anspruchsvollere Gehölze im eiszeitlich unvergletscherten Raum Mitteleuropas gehalten haben. Die rezenten Verhältnisse in Lapp-

land und auf Island zeigen, daß hierfür vor allem in geschützten Muldenlagen des Gebirges und Hügellandes günstige Bedingungen vorhanden sind, was im Verein mit der hohen Schneegrenzlage in den östlichsten Teilen der Alpen in besonderem Maße für das Vorhandensein eiszeitlicher Reliktwaldinseln zu sprechen scheint.

Daß in dem geschlossenen Waldgebiet der ungarischen Tiefebene vor allem Nadelwaldbestände von subarktischem Gepräge stockten, ist durch die Auffindung fossiler Lärchen-Zirbenwälder mit einer Bodendecke aus kälteliebenden Moosen mitten in der großen ungarischen Tiefebene durch E. Scherf (1937) erwiesen. Scherf hat später (1938) diese Wälder chronologisch einer etwas feuchteren Klimaperiode zu Ende des Riß-Würminterglazials oder zu Beginn der Würmeiszeit zugeordnet, während seiner Ansicht nach während des Maximums der Würmvereisung, zur Zeit der Ablagerung des jungpleistozänen Lösses, in Ungarn ein trockeneres Klima geherrscht hat und die Bewaldung schütterer war. Seine Ansicht wird durch die paläoklimatologischen Schlußfolgerungen, die Poser (l. c.) aus der eiszeitlichen Frostboden- und Waldverbreitung in Mitteleuropa zieht, wesentlich gestützt. Poser kommt u. a. zu dem Ergebnis, daß während der Würmeiszeit im Donaubecken sommersüber Nord- und Nordostwinde vorgeherrscht haben, während im übrigen Mitteleuropa westliche Luftströmungen, die reichlich Niederschläge brachten, überwogen.

Das Temperaturklima, welches am Ostrande der Alpen während der Würmeiszeit herrschte, läßt sich nach Poser ausgehend von den Verhältnissen am Schnittpunkte der eiszeitlichen Dauerfrostboden- und Waldgrenze recht genau angeben. Nach den heutigen Verhältnissen im nördlichen Eurasien und in Nordamerika zu schließen ist der Dauerfrostboden auf Gebiete mit einer mittleren Jahrestemperatur unter -2°C beschränkt, während die Waldgrenze auf der Nordhalbkugel ziemlich genau der 10° — Juliisotherme folgt. Da ferner erfahrungsgemäß die Temperaturmittel der Monate April und Oktober ziemlich genau dem Jahresmittel entsprechen, und da die Folge aller Monatsmittel der Temperatur eines Ortes sich annähernd einer Sinuskurve einordnen, ergeben sich am Schnittpunkt der beiden Grenzen die folgenden Mitteltemperaturen:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-14°	-12°	-8°	-2°	4°	8°	10°	8°	4°	-2°	-8°	-12°

Dies würde bei einer Lage des Schnittpunktes der beiden klimatisch bedingten Grenzen in der Gegend von Agram eine Temperaturerniedrigung im Jahresmittel um $12-13^{\circ}$, bei einer Lage des Schnittpunktes in der Gegend von Graz aber eine solche von $10-11^{\circ}$ gegenüber der Gegenwart bedeuten, wobei die Differenzen im Winter größer waren als im Sommer. Vom Schnittpunkte der beiden Grenzen ausgehend zieht Poser auch Schlußfolgerungen auf das eiszeitliche Temperaturklima in den übrigen Teilen Mitteleuropas. Er kommt dabei für das kontinentale Dauerfrostboden-Waldgebiet im Osten der Alpen zu dem Ergebnis, daß in diesem das Julimittel nur wenig über 10° , das Jännermittel aber erheblich unter -14° gelegen haben muß, da nur so die im Vergleiche mit der nördlichen Ausbuchtung der Waldgrenze viel stärkere Ausbuchtung der Frostbodengrenze nach Süden verständlich wird. Das waldfreie Tundragebiet zwischen nordischem Eisschild und alpiner Gletschermasse hatte besonderen Mangel an Sommerwärme und die stärksten winterlichen Fröste aufzuweisen, in Westeuropa dagegen waren die Temperaturen wie heute unter dem Einfluß atlantischer Störungen viel ausgeglichener.

Daß auch noch im Südosten der Alpen während des Würmmaximums ein subarktisches Klima geherrscht haben muß, ist durch die pollenanalytische Untersuchung des Torfes von Forli bei Ravenna durch Firbas (1934), die den Nachweis würmzeitlicher subarktischer Kiefern-, Birken- und Fichtenwälder im östlichen Teile der Poebene erbrachten, gezeigt worden. Auf Grund dieser Feststellung und auf Grund der Arbeiten von Sarnthein (1947), durch die im Klagenfurter Becken an der Basis spätglazialer Sedimentserien neben reichlichen Kiefernpollen nur geringe Mengen von Fichten-, dafür aber große Mengen von *Artemisien*-Pollen nachgewiesen wurden, besteht kein Zweifel darüber, daß auch im Südosten der Alpen subarktische Klima- und Vegetationsverhältnisse geherrscht haben.

Gams (1937) nimmt danach wohl mit Recht an, daß im dauernd eisfreien Teile der Nordostalpen mit Ausnahme der Gebiete, in denen die würmzeitliche Schneegrenze über 1500 m lag, bestenfalls Krummholz bestehend aus Latschen, niederen Birken und Weiden zu wachsen vermochte. Auch diese und selbst noch die Zwergstrauchbestände über der Waldgrenze beherbergen, wie wir aus den Untersuchungen entsprechender Bestände über der rezenten alpinen Waldgrenze wissen, noch eine typische,

wenn auch artenarme Waldbodenfauna, die sich im Artenbestand von derjenigen der alpinen Ursteppen scharf unterscheidet. Auch sie sind demnach im weitesten Sinne noch als mehr oder weniger weit außerhalb der Grenze des geschlossenen Waldes zurückgelassene kümmerlichste Waldrelikte anzusprechen, obwohl sie dem Boden und den auf und in demselben lebenden Organismen nur mehr einen sehr viel geringeren Schutz gegen die Unbilden der Witterung gewähren.

Sölch (1917) hat wohl als erster auf die Zusammenhänge hingewiesen, die zwischen der weitgehenden Zerstörung der Waldvegetation während der Eiszeiten und der während dieser erfolgten außerordentlich weitgehenden Verschüttung der eisfreien Talböden bestehen. Die weitgehende Entwaldung des eisfreien Gebirges, „das Ablegen des Pflanzenkleides“, wie er es (l. c., p. 418) treffend nannte, ließ die Erosionskräfte ungeschwächt zur Wirkung kommen. Die Persistenz einer wenn auch noch so kümmerlichen Waldvegetation während des gesamten Eiszeitalters mußte demnach eine sehr starke bodenfestigende und lebenerhaltende Wirkung haben; sie muß deshalb in der Artenzusammensetzung der rezenten Biozönosen deutlich nachweisbar sein.

Das Klima der Spätglazialzeit ist in den letzten Jahren auf Grund neuer geomorphologischer Untersuchungen eingehend diskutiert worden. Poser (1948 b, 1950) hat Verbreitung und Bildungsweise der vorzeitlichen Flugsand- und Dünenfelder eingehend studiert. Für die Entstehungszeit der Binnendünen kommt er dabei zu Ergebnissen, die er wörtlich wie folgt zusammenfaßt: „Die Dünenbildung beginnt, man möchte sagen zaghaft, bereits im Glazial, als das Inlandeis seine größte Ausdehnung und der Dauerfrostboden noch seinen Bestand hatte; aber sie schwillt erst später zur dominierenden Erscheinung im morphologischen Kräftespiel an, nachdem die Auflösung des Dauerfrostbodens und der Rückzug des Inlandeises eingeleitet waren. Sie dauert an bis zur Wiederbewaldung im Präboreal, somit bis zu einem neuen grundsätzlichen Klimawechsel“ „Der Schwerpunkt in dem die Oberfläche gestaltenden Kräftespiel verlagerte sich bei Beginn des Eisrückzuges völlig. Frostdynamische Kräfte traten gänzlich zurück, fluviale blieben und äolische wurden geradezu dominierend.“ Die Lößbildung hat deshalb auch nach Poser (1951) über das Hochglazial hinaus ins Spätglazial fortgedauert; der Lößstaub wurde genau so wie der Dünen sand in einem trockenen Sommerklima aus vegetationslosem Boden ausgeweht. Während des Spätwinters und Frühjahrs führten die Flüsse große Mengen von Schmelzwasser, im Sommer lagen sie trocken da und lieferten das Material, welches die Winde in ihrer Nähe in den Dünen- und Sandfeldern ablagerten. Die Dünenformen lassen Rückschlüsse auf die sommerliche Hauptwindrichtung im periglazialen Gebiete und auf die Luftdruckverteilung während der Sommermonate zur Zeit der Sandauswehung zu. Poser kommt auf Grund der Rekonstruktion der Wind- und Luftdruckverhältnisse zu dem Ergebnis, daß zu Ende der Würmeiszeit im Sommer ein Strom warmer und zudem auch trockener Luft subtropischer Herkunft West- und Mitteleuropa beherrscht hat. Die relative Feuchtigkeit dieser Luft muß auf dem Wege über den Kontinent durch die ungarische Tiefebene nordwärts und dann über Schlesien nach Westdeutschland eine fortschreitende Verminderung erfahren haben, so daß jedenfalls nur geringe Neigung zur Wolkenbildung bestand. Die große Strahlungswärme im Zusammenwirken mit der Zufuhr warmer Luft muß ein relativ rasches Abschmelzen der Gletscher bewirkt haben, wofür ja auch andere Befunde sprechen. Man hat sich demnach zu Ende der Würmeiszeit einen raschen Übergang vom arktischen Klima der Hocheiszeit zu einem völlig anderen Klimacharakter vorzustellen.

Mit Posers Befunden steht die Feststellung von Firbas (1949), daß in der Spätglazialzeit in mitteleuropäischen Pollendiagrammen allenthalben ein starkes Anschwellen der Pollen von *Artemisia* zu beobachten ist, in gutem Einklang. Ihr Schwinden in der Allerödschwankung und ihr Wiederanschwellen in der jüngeren Tundrenzeit deuten auf stärkere Ausbreitung steppenhafter, auf Trockenheit hinweisender Florenelemente während des Spätglazials hin. In die gleiche Richtung weisen übrigens auch die aus den Ostalpen vorliegenden pollenanalytischen Befunde.

Während die hochglazialen Vegetationsverhältnisse der Ostalpen noch sehr mangelhaft bekannt sind, liegen über die Spät- und Postglazialzeit bereits mehrere Arbeiten vor, aus denen diejenigen Sarntheins (1940, 1947, 1948) besonders hervorgehoben zu werden verdienen. Sie geben allerdings erst über die Verhältnisse von einem Zeitpunkte an Auskunft, zu dem die Alpengletscher große Teile der ehemals vergletscherten Talböden freigegeben hatten und das nördliche Vorland schon in großem Umfange wieder bewaldet war. Damals beherrschte im bayrischen Alpenvorland (Firbas 1935), in Böhmen (Losert 1940) und weithin im östlichen Teile von Mitteleuropa die Waldföhre fast allein das Waldbild, während weiter westlich die Birke in zunehmendem Maße am Bestandaufbau teilhatte. Die rasche Klimaverbesserung führte damals zu einer bedeutenden Schneegrenzerhöhung, wodurch

die in den Alpentälern liegenden Eismassen ihres Nachschubes aus dem Hochgebirge beraubt wurden und quantenweise rasch dahinschmolzen (vgl. Sarnthein 1948). Schon während dieses Eiszerfalles scheinen widerstandsfähige Gehölze wie Bergkiefer, Zirbe und Weißbirke in die ehemals eiserfüllten Täler Eingang gefunden und zunächst deren Hänge dort, wo die Bodenbildung genügend weit fortgeschritten war, besiedelt zu haben. Sarnthein hat gezeigt, daß in Nordtirol die Wiederbewaldung damals in niedrigen Berglagen (Achensee, Seefeldler See, Plansee) raschere Fortschritte machte, als auf den Talböden. Pollenspektren dieser ältesten pflanzenführenden Schichten des glazialdevastierten Gebietes von Nordtirol lassen erkennen, daß zu dieser Zeit ein trockenes, relativ warmes Klima geherrscht haben muß. Die Vegetation hatte einen steppenwaldartigen Charakter und wies neben anspruchsvollen Waldbäumen auch ausgesprochen xerotherme Pflanzen, vor allem *Artemisia*-Arten auf. Sarnthein (1948, p. 65) weist darauf hin, daß auch anderwärts in gleichen Schichten wärmeliebende Pflanzen nachgewiesen wurden, so von Gams (1927) bei Lunz, von Losert (1940) in Böhmen und von mehreren Autoren in verschiedenen Teilen Deutschlands. Gams (1927, 1950) hat diese Wärmezeit, auf die der neuerliche Kälterückschlag der Schlußvereisung folgte „Lunzer Schwankung“ genannt und der Allerödschwankung des Ostseegebietes chronologisch gleichgestellt. Damals müssen die Gletscher sehr weit zurückgewichen sein, wofür die unter Stadialmoränen liegenden Flußschotter des Fervalltales, die sich bis 1960 m Höhe talaufwärts verfolgen lassen, einen eindeutigen geologischen Beweis liefern. Gams (1927) und Sarnthein (1948) nahmen auf Grund dieser Befunde an, daß die Zuwanderung wärmeliebender Pflanzen wenigstens zum Teile schon in interglazialer Zeit, also vor der Schlußvereisung aus dem Osten und Süden der Alpen erfolgt ist, was für den östlichsten Teil der Nordalpen naturgemäß in noch höherem Maße zutreffen muß als für Nordtirol. Der auf die interstadiale Wärmeperiode folgende Kälterückschlag, der neuerlich zu einer intensiven lokalen Vergletscherung der Alpen führte, hat, nach der Mächtigkeit der Ablagerungen zu schließen, lange gedauert. Trotzdem wurde der Wald, wie Sarnthein überzeugend nachweist, damals nicht neuerlich aus den Alpen verdrängt, es verschwanden nur alle anspruchsvolleren Arten aus seinem Bestande und es kam zu einer absoluten Vorherrschaft der Föhren. Erst nach dem Zurückweichen der Alpengletscher von den Daunmoränen, welches mit dem Zurückweichen des nordischen Eises von den fenniglazialen Moränen (8100 v. Chr.) zusammenfallen dürfte, beginnt die postglaziale Zeit; ihre gesamte Dauer ist nicht länger als die des Spätglazials, woraus die große Bedeutung des zwischen dem Rückzug der Würmgletscher nach ihrem letzten Hochstande und der Schlußvereisung gelegenen Zeitraum für die Wiederbesiedelung der Alpen klar hervorgeht.

Die Vegetationsentwicklung in der postglazialen Zeit ist auf Grund der Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen nacheiszeitlicher Ablagerungen oftmals dargestellt worden, sie soll darum hier nur kurz in einer Gegenüberstellung der Nordtiroler und Kärntner Befunde Sarntheins unter Mitberücksichtigung der Lunzer Untersuchungen von Gams besprochen werden.

In Tirol schließt sich an die Schlußvereisung, stratigraphisch in mehreren Profilen durch Glazialton scharf von dem spätglazialen Interstadial getrennt, die präboreale Periode an. Mit ihr setzt die in der Folge nicht mehr unterbrochene postglaziale Waldentwicklung ein. Sie führt von den Bergföhren-Zirbenwäldern des späteren Spätglazials über ein vorübergehend stärkeres Birkenauftreten zur Hasel-Eichenmischwaldzeit, die in Tirol als eine untrennbare Einheit erscheint. Sarnthein hat zwischen Präboreal und borealatlantischer Hasel-Eichenmischwaldzeit in den Tiroler Profilen allenthalben Sedimentationslücken, Austrocknungshorizonte oder doch wenigstens eine sehr deutliche Stauchung der Schichtfolge festgestellt, was auf einen sehr trockenen Klimacharakter in dieser Epoche hindeutet. Auf den tiefer gelegenen Schotterterrassen von Zell bei Kufstein nimmt in dieser Zeit die Zahl der Gräser- und Kräuterpollen derart zu, daß eine in diesem Falle wohl eindeutig auf große Trockenheit zurückzuführende Auflockerung der Waldbestände angenommen werden muß. Nicht so extrem, aber doch leicht erkennbar, ist der Niederschlag des trockenen borealen Klimacharakters in den von Gams bearbeiteten Lunzer Ablagerungen. Von den Elementen des Eichenmischwaldes sind dort neben der Hasel vor allem Linde und Ulme vertreten.

Erst zu Ende der Eichenmischwaldzeit scheint in den Hochalpen das Moorbewachstum mit zunächst sehr spärlichen Torfbildungen eingesetzt zu haben. Während in den Tälern während der atlantischen Periode die Elemente des Eichenmischwaldes das Landschaftsbild beherrschten, löste in den Höhen die Fichte die Föhren mehr und mehr ab. Gleichzeitig schob sich die Waldgrenze weit über ihr gegenwärtiges Niveau bergwärts vor, was an hochgelegenen Mooren von Gams und anderen Autoren wiederholt eindeutig festgestellt worden ist

Die Waldentwicklung in Kärnten weicht von der eben für Nordtirol geschilderten und wohl auch für die östlicheren Teile der Nordalpen weitgehend gültigen in auffälliger Weise ab. Auf den zur Zeit der Schlußvereisung absolut dominierenden Föhrenwald folgen dort im Präboreal fast reine Föhren-Birkenbestände, denen sich die Gehölze des Eichenmischwaldes erst spät und nur spärlich beigesellen.

Die weitere Waldentwicklung ist in beiden Vergleichsgebieten ähnlich verlaufen. In der Übergangszeit zwischen dem Atlantikum und dem Subboreal treten Tanne und Buche in tieferen Lagen mehr und mehr an Stelle der Gehölze des Eichenmischwaldes, die sie in Kärnten auffällig rasch ablösen. Gleichzeitig kommt es zu einem gesteigerten Moorwachstum und zu verstärkter limnischer Sedimentation in den größeren Seen. Die Bildung der hochalpinen Torflager fällt fast ganz in diese Zeit und die Waldgrenze soll damals in Tirol bis 2500 m emporgereicht haben. Sarnthein (1948, p. 73) vermutet, daß gleichzeitig die Gletscher in den Tiroler Zentralalpen vorübergehend gänzlich verschwanden.

Die Ablagerungen der folgenden subatlantischen Periode geben allenthalben einen beträchtlichen Klimasturz zu erkennen. Die Bildung der hochgelegenen Torflager gerät ins Stocken, an Stelle weiteren Aufbaues tritt beginnende Erosion. Die Waldgrenze geht zurück, Fichte und Föhre treten auch in tieferen Lagen wieder mehr hervor. Gleichzeitig ist, wie die Geschichte der bronzezeitlichen Bergbaue von Kitzbühel zeigt, bereits seit der Bronzezeit der Mensch durch seine Rodetätigkeit an der Zerstörung der wärmezeitlichen Wälder mitbeteiligt. Seinem Zugriff sind zunächst die in zahlreichen Reliktbeständen aus der Wärmezeit erhaltenen edlen Gehölze zum Opfer gefallen, in jüngster Zeit dann auch Buche und Tanne, die weithin durch Fichtenmonokulturen verdrängt wurden. So hat sich schon seit Jahrtausenden ein Waldbild entwickelt, welches ebenso wie die rezente Waldgrenze nicht mehr der natürlichen Entwicklung entspricht und welches vielfach nur mehr auf Grund mühsamer Vegetations- und Bodenuntersuchungen den Urzustand erkennen läßt.

Die Zahl der untersuchten Profile postglazialer Ablagerungen ist heute dank der Studien Sarntheins bereits so groß, daß ihre Gegenüberstellung eine der heutigen analoge, klimabedingte Gliederung der Vegetation erkennen läßt. So gibt sich das rezente Buchengebiet am Alpenrande schon im Subatlantikum in der Gegend von Kufstein in einer absoluten Vorherrschaft der Buche zu erkennen, während damals in mittleren Lagen die Tanne, in höheren Lagen aber nach wie vor die Fichte dominierte. In gleicher Weise hat im Alpeninneren der Eichenmischwald lange die Talböden beherrscht, während im subalpinen Raum die Fichte die Föhren unmittelbar ablöste. Daß wie heute so auch in der postglazialen Wärmezeit die thermisch anspruchsvollsten Organismen nur das Vorland und nicht den Alpenraum selbst besiedelten, geht aus dem Nachweis immergrüner Eichen vom *Quercus ilex*-Typus im Alluvium südöstlich von Melk hervor (vgl. Hofmann, Kühnelt, Pia 1934). Dieser fossile Nachweis von *Quercus ilex* in Niederösterreich liefert zusammen mit einem gleichfalls dem Neolithikum angehörenden zweiten Fund dieser mediterranen Holzart im nördlichen Bessarabien einen besonders überzeugenden paläontologischen Beweis dafür, daß Mitteleuropa in postglazialer Zeit eine Klimaperiode durchgemacht hat, die wesentlich wärmer war als das Klima der Gegenwart.

Einen zweiten überzeugenden Beweis lieferte die starke vertikale Verschiebung der oberen Höhengrenze der biogenen Verlandung von Seen und Altwässern in den Alpen, eine Erscheinung, auf die Gams (1942) besonders nachdrücklich hingewiesen hat.

Gegenwärtig liegt die obere Grenze der biogenen Verlandung am Nordalpenrande unter 500 m, im Enns- und Paltentale in 700—850 m und in den Zentralalpen stellenweise in über 1300 m Höhe. Wir finden aber Hochmoorbildungen viel weiter bergwärts, so in der Steiermark bis etwa 1500 m, im Lungau bis über 1900 m, in den Tiroler Zentralalpen bis über 2300 m Höhe. Diese hochgelegenen Moore weisen heute durchwegs kein Wachstum mehr auf, beweisen aber, daß die obere Grenze des Moorwachstums in postglazialer Zeit einmal annähernd tausend Meter höher lag als in der Gegenwart. Nicht nur die von manchen Autoren angezweifelte pollenanalytischen Feststellungen, sondern auch autochthone Holzreste, die von Firbas und Sarnthein in hochgelegenen Mooren Vorarlbergs und Tirols mehrere hundert Meter über der heutigen Höhengrenze der betreffenden Gehölze gefunden worden sind, lassen keinen Zweifel darüber aufkommen, daß es postglazial eine wärmere, auch hinsichtlich der Feuchtigkeitsverhältnisse das Moorwachstum stärker begünstigende Periode gegeben haben muß (vgl. auch Klebelsberg 1949, p. 710).

4. Charakter des Großraumklimas¹

a) Allgemeines

Durch keinen anderen Faktorenkomplex wird das Organismenleben auf der Erde so entscheidend beeinflusst wie durch den des Klimas. Es ist ja nur ein relativ kleiner Temperatur- und Humiditätsbereich, in dem terricole Organismen dauernd zu leben vermögen und noch viel begrenzter ist der Bereich, in dem sie ihre volle Lebensaktivität entfalten können. Klimafaktoren treten deshalb allenthalben als existenzbegrenzende Faktoren auf; sie bestimmen nicht nur die Verbreitung der einzelnen Organismenarten, sondern in hohem Maße auch die Artenzusammensetzung der Biozönosen. Eine biologische Gebietsmonographie, die es sich zur Aufgabe macht, biogeographische und ökologische Zusammenhänge zur Darstellung zu bringen, hat deshalb eine möglichst exakte Darstellung des Klimacharakters der behandelten Landschaften zur Voraussetzung.

Eine solche Darstellung zu geben, ist angesichts des komplexen Charakters der Klimafaktoren und der Schwierigkeiten, die sich ihrer vollständigen messenden Erfassung entgegenstellen, an sich keine leichte Aufgabe. Sie wird im Alpenraume noch dadurch erschwert, daß einander hier in geringer horizontaler und vertikaler Entfernung außerordentliche Klimagegensätze gegenüberstehen. Im gleichen Niveau begegnen einander das ozeanische Gebirgsrandklima und das kontinentale Klima des Gebirgsinneren, in vertikaler Richtung aber wird das temperierte mitteleuropäische von dem arktische Verhältnisse wiederholenden Hochgebirgsklima abgelöst.

Wir wollen zunächst die Klimaunterschiede der verschiedenen Höhenstufen des Gebirges unabhängig von den im gleichen Niveau bestehenden Differenzen zur Darstellung bringen, was auf Grund der sogenannten „Normalwerte“ der verschiedenen Klimatelemente möglich ist. Solche Normalwerte sind als Mittelwerte zahlreicher Stationen des Ostalpengebietes und ihres Vorlandes von verschiedenen Meteorologen gewonnen worden. Sie vermitteln nicht nur eine gute Vorstellung von der Abhängigkeit der Klimafaktoren von der Seehöhe, sondern stellen zugleich auch eine Vergleichsbasis dar, die es gestattet „Anomalien“ des Klimas bestimmter Alpenteile gegenüber dem Durchschnittswert festzustellen.

b) Die Abhängigkeit des Klimas von der Seehöhe

Eine der auffälligsten Erscheinungen des Gebirgsklimas ist die Abnahme der Temperatur mit zunehmender Meereshöhe. Wir besprechen deshalb die Temperaturverhältnisse an erster Stelle.

Die Durchschnittstemperaturen für Österreich im Zeitraume von 1881—1930 wurden von Lauscher (1938) für die einzelnen Monate und bestimmte Seehöhen ermittelt. Die Werte sind in Tabelle 1 wiedergegeben und lassen deutlich erkennen, daß die Temperaturgradienten in den Sommermonaten bedeutend größer sind als im Winter. Der geringere Betrag der winterlichen Temperaturabnahme mit der Höhe ist eine Folge der Temperaturinversion, die in abgeschlossenen Tallagen des Gebirges allenthalben deutlich in Erscheinung tritt. Gleichzeitig wird eine relative thermische Begünstigung der mittleren Lagen von 700—1300 m im kältesten Monat sichtbar. Alle diese Daten lassen erkennen, daß es keineswegs angängig ist, die Hann'sche Reduktionsgröße von 0,5° C je 100 m Erhebung schematisch in Anwendung zu bringen. Auf die Abweichungen einzelner Gebietsteile von den angeführten Normalwerten wird später eingegangen werden.

Der Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe steht eine Zunahme der Strahlung, und zwar nicht nur der Einstrahlung, sondern auch der Ausstrahlung gegenüber. Die Hauptursache dieser Erscheinung ist der abnehmende Wasserdampfgehalt der Luft mit zunehmender Meereshöhe. Nach Mörikofer (1900) beträgt die Intensität der Sonneneinstrahlung im Jänner an wolkenlosen Tagen

in einer Seehöhe von:	100 m	500 m	1500 m	4000 m
cal/cm ² min:	0,8	1,2	1,4	1,6

Sie nimmt demnach in der untersten dunsterfüllten Schicht schneller zu als in großen Höhen.

Zur Ergänzung dieser allgemeinen Zahlen seien im folgenden noch spezielle Werte aus den niederösterreichischen Kalkalpen angeführt. F. Lauscher (1937) hat beim Vergleich der Strahlungsverhältnisse auf dem Dürnsteingipfel mit denen an der am Lunzer Untersee gelegenen Biologischen Station folgende Unterschiede festgestellt:

¹ Bei der Abfassung dieses Abschnittes hat mich Herr Prof. Dr. F. Lauscher (Wien) in frdl. Weise unterstützt, indem er den ersten Entwurf des Manuskriptes einer Durchsicht unterzog, die Tabellen sehr wesentlich ergänzte und mir wertvolle Literaturhinweise gab.

Intensität der Sonnenstrahlung auf dem Dürnstein (Dn, 1860 m) und an der Biologischen Station Lunz (Bn, 610 m) in cal/cm² min:

Stunden von Mittag:		0	1	2	3	4	5	6	7
März	Dn	1,59	1,58	1,55	1,48	1,35	1,08	(17.30 = 0,82)	
	Bn	1,37	1,36	1,31	1,22	1,04	0,73	(17.30 = 0,46)	
Juni	Dn	1,45	1,45	1,43	1,38	1,31	1,19	0,99	0,62
	Bn	1,30	1,30	1,27	1,22	1,12	0,98	0,75	0,41
September	Dn	1,46	1,46	1,43	1,35	1,20	0,90	(17.30 = 0,62)	
	Bn	1,27	1,27	1,21	1,12	0,94	0,62	(17.30 = 0,37)	
Dezember	Dn	1,41	1,41	1,32	1,10	(15.30 = 0,99)		—	—
	Bn	1,13	1,13	1,00	0,73	(15.30 = 0,54)		—	—

Folglich ist die wärmende Wirkung der Sonneneinstrahlung im Hochgebirge erheblich größer als in der Ebene, was nicht nur Dornos (1900), sondern auch Francklands Untersuchungen (teste Krebs 1928) deutlich zeigen. Danach ergeben sich für die Temperatur im Schatten und in der Sonne folgende Gegenüberstellungen:

	im Schatten	in der Sonne
in 20 m Seehöhe	32,3° C	37,8° C
in 1800 m (Pontresina)	26,5° C	44,0° C
in 2330 m (Bernina-Hospiz)	19,1° C	46,4° C
in 2980 m (Diavolezza)	6,0° C	59,5° C

Dementsprechend steigert sich aber auch die Ausstrahlung mit zunehmender Höhe. Sie erfährt nach Lauscher (persönl. Mitt.) auf freien Höhen noch dadurch eine weitere Intensivierung, daß dort die Horizonteinkung, die in Tallagen die Ausstrahlung herabsetzt, nicht mehr wirksam ist. So kommt es, daß die Ausstrahlung an wolkenlosen Tagen von Davos (1560 m) zu Muottas Muraigl (2456 m) im Mittel um 29% zunimmt (Dorno 1927). Die enorme physiologische Bedeutung dieser großen Strahlungsgegensätze geht u. a. aus einem Beispiel hervor, das Dorno (1925) angeführt hat. In Davos gibt der Mensch an klaren Wintertagen um die Mittagszeit 40%, nach Sonnenuntergang aber 80% derjenigen Wärmemenge ab, welche ihm die Sonne bei ihrem Höchststande um die Mittagszeit zusendet.

Angesichts dieser Tatsachen kommt der Sonnenscheindauer im Gebirge allergrößte Bedeutung zu. Conrad (1938) hat die Normalwerte für die Sonnenscheindauer in Prozenten der effektiv (örtlich) möglichen errechnet. Dieselben sind in Tabelle 2 für die Periode von 1928—1935 getrennt nach Monaten und für Höhen von 100—3000 m angegeben. Diese Werte beziehen sich zwar nur auf eine kurze Beobachtungsperiode und sind deshalb, wie Conrad (l. c.) ausführt, noch nicht restlos ausgeglichen, sie lassen aber doch bereits die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten des Einflusses der Höhenlage auf die Sonnenscheindauer erkennen. Die Erhebung im Gebirge bewirkt im Winter eine kräftige Zunahme, im Sommer eine Abnahme der Sonnenscheindauer. Die Übergangsjahreszeiten zeigen dagegen wenig Höheneinfluß. Die in den einzelnen Teilen unseres Untersuchungsgebietes im Vergleich mit den ermittelten Normalwerten bestehenden Anomalien werden später besprochen.

Mit der Sonnenscheindauer hängt der Klimafaktor Nebel eng zusammen. Die Gebirgsnebel sind in vielen Fällen lokal bedingt und es bestehen daher hinsichtlich der Zahl der Nebeltage schon auf kleinem Raume so große Unterschiede, daß es zwecklos wäre, Normalwerte für verschiedene Höhenstufen ermitteln zu wollen. Als regionale Erscheinungen verdienen folgende hervorgehoben zu werden:

1. Die weitreichenden Nebeldecken im Vorlande zur Winterzeit, besonders im Frühwinter.
2. Die größte Häufigkeit der Nebelbildung in den Gebirgstälern im Herbst und sogar schon im Spätsommer.
3. Die große Zahl der Nebeltage auf vielen Gipfeln infolge der Bildung von Gipfelhauben.

Für die Niederschlagsabhängigkeit von der Seehöhe können Normalwerte nur für zusammenhängende Teilgebiete, zudem nur mit großen Unsicherheiten in hohen Lagen angegeben werden. Dies ist abgesehen von den außerordentlich großen Unterschieden, die hinsichtlich der in verschiedenen Teilen der Ostalpen fallenden Niederschlagsmengen bestehen, durch den Umstand bedingt, daß die an exponierten Standorten aufgestellten Ombrometer, wie Tolner (1948) nachgewiesen hat, viel zu

geringe Niederschlagswerte anzeigen. So muß auf dem Hohen Sonnblick mit einer effektiven Jahresniederschlagsmenge von 3000 mm gegenüber einer bisher gemessenen von 1500—1600 mm gerechnet werden. Demgemäß müssen auch die auf Grund der in den Gipfel- und Talstationen gemessenen Niederschläge durch Interpolation errechneten Werte korrigiert und überhaupt die bisherigen Niederschlagskarten vollkommen umgezeichnet werden.

Als ein Beispiel einer neuen Niederschlagskarte sei jene des Traungebietes erwähnt, welche F. Lauscher für den österreichischen Wasserkraftkataster gezeichnet hat. Dabei wurde nach persönlicher Mitteilung des Autors folgende durchschnittliche Abhängigkeit des Niederschlags von der Seehöhe als Interpolationshilfsmittel verwendet.

Seehöhe (m)	Jahresniederschlag (cm)	Seehöhe (m)	Jahresniederschlag (cm)
300	80	1000	215
400	116	1500	252
600	165	2000	281
800	194	2500	305

Im allgemeinen kann man gegenwärtig Niederschlagswerte nur für Einzelstationen angeben und solche werden bei Besprechung der einzelnen Teilgebiete des zu beschreibenden Gebirgsraumes mitgeteilt werden.

Erheblich besser als über die Abhängigkeit der Niederschläge von der Seehöhe sind wir über die der relativen Feuchtigkeit unterrichtet. Lauscher (1949) hat Normalwerte der relativen Feuchtigkeit für Höhenstufen der österreichischen Alpen und ihres Vorlandes errechnet und ich gebe seine tabellarische Zusammenstellung in Tabelle 3 wieder. Die Werte der Tabellen zeigen, daß sich die durchschnittlichen Werte der relativen Feuchtigkeit in Abhängigkeit von der Höhenlage im Winter auf andere Weise verändern als im Sommer. Im Winter stehen zwei Minimumwerten in tiefsten Lagen und in etwa 1800 m Höhe zwei Maxima in etwa 600 m und in den größten Höhen unserer Alpen gegenüber. Im Gegensatz hiezu sind von April bis August die Feuchtigkeitsmittel zwischen 600 und 2000 m praktisch gleich groß, während sie in tieferen Lagen dann geringer, in höheren aber größer sind.

Eine besondere Bedeutung für die Begrenzung der Vegetationszeit und damit auch für den Zeitraum, der den meisten Landtieren zur Ausübung ihrer Lebensfunktionen im Jahreskreislauf zur Verfügung steht, kommt der Schneebedeckung zu. Bekanntlich wird in der Meteorologie die Schneedeckenzeit als Summe der Tage vom Beginne der ersten bis zum Ende der letzten Schneedecke scharf von der Andauer der Schneedecke unterschieden. Die letztere bedeutet die Anzahl der Tage mit Schneedecke und ist die biologisch wichtigere Zahl. Conrad und Winkler (1931) haben gefunden, daß man in Höhen zwischen 900 und 2000 m die Andauer der Schneedecke ohne zu großen Fehler um 10% kleiner ansetzen kann als die Schneedeckenzeit. Tabelle 4 gibt die Normalwerte der Andauer der Schneedecke für verschiedene Seehöhen innerhalb des Zeitraumes von 1896—1926 an. Den Berechnungen liegen Beobachtungen an 342 Orten der Ostalpen zugrunde. Für die einzelnen Jahre ergeben sich ziemlich große Schwankungen, die nach Sauberer (1947) 16—19 Tage betragen.

Der örtlich wohl am stärksten wechselnde Klimafaktor ist der Wind. Abbremsung der allgemeinen Strömungen durch vorgelagerte Gipfel und lokale heftige Fallwinde bedingen in Tallagen außerordentlich wechselnde Windverhältnisse.

Als allgemeine Erscheinung ist entsprechend ihrer freien Lage die starke Windausgesetztheit der Gipfel anzusehen. Sie ist zweifellos die Hauptursache für die auf den meisten Gipfeln deutlich in Erscheinung tretende Vegetationsarmut, die als „Gipfelphänomen“ wohl bekannt ist und später eingehender besprochen wird. Um eine Vorstellung von den enormen Schwankungen der Windstärke an verschiedenen Standorten im Gebirge zu vermitteln, seien die folgenden vier Zahlenreihen nach L. Dimitz (1949) angeführt:

Zehnjährige Mittelwerte der Windstärke in Sekundenmetern (1938—1948)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Feuerkogel (Voralpengipfel)	3,9	3,6	4,3	3,2	2,5	2,3	2,6	2,5	2,9	3,0	3,6	3,6	3,2
Hörsching (nördl. Alpenvorland)	2,4	2,6	3,4	3,1	2,7	2,5	2,5	2,2	2,1	2,6	2,7	2,7	2,7
Admont (breites inneralpines Längstal)	2,6	2,8	3,3	2,8	2,7	2,4	2,4	2,1	2,3	2,5	2,4	2,5	2,6
Hallstatt (tiefeingeschnittenes Quertal)	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0	1,1	1,0	1,1	1,2	1,3	1,2

Wir treten nunmehr in die Beschreibung der Klimaverhältnisse in den einzelnen Teilen des Untersuchungsgebietes ein. Es soll dabei besonders das Klima des Zeitraumes von 1939—1951, während dessen meine biologischen Studien in der Hauptsache durchgeführt wurden, berücksichtigt werden. Leider liegen aus dieser Zeit kriegs- und nachkriegsbedingt von vielen Stationen keine oder nur unvollständige Beobachtungsreihen vor. Um trotzdem vergleichbare und vollständige Zahlenreihen für eine möglichst große Zahl von Stationen zu erhalten, sind in die Tabellen auch die Mittelwerte für die Periode von 1881—1930 (nach Lauscher 1938) aufgenommen und überdies von F. Lauscher manche Tabellenlücken auf Grund vorliegender Beobachtungen benachbarter Stationen interpolatorisch ausgemerzt worden. Oft fehlte nur ein Monat, oft aber mußten ganze Jahreswerte abgeschätzt werden. Alle irgendwie unsicheren Daten sind in den Tabellen in Klammern gesetzt.

c) Das nördliche Alpenvorland

Dieses gehört der mitteleuropäischen Klimaprovinz an, d. h. es besitzt ein gemäßigtes Temperaturklima mit einer Jahresamplitude von 19—21° C, die warme Periode des Jahres mit Monatsmitteln über 10° C umfaßt etwa 5 Monate, eine heiße Periode mit einem Monatsmittel über 20° C gibt es nicht. Trotz des im großen gesehen einheitlichen Charakters sind gewisse Klimaunterschiede zwischen dem östlichen und westlichen Teile des nördlichen Vorlandes in dem hier behandelten Alpenausschnitt unverkennbar. Sie sind die Folge der Lage Österreichs an der Grenze zwischen dem Einflußbereiche der atlantischen und kontinentalen Luftströmungen, die ein Überwiegen des ozeanischen Einflusses im Westen und eine zunehmende Bedeutung des kontinentalen im Osten bedingen. Diese Gesetzmäßigkeiten kommen in den Temperaturen nicht so deutlich zum Ausdruck wie in den Niederschlagsverhältnissen, dennoch lassen sie sich auch hier, vor allem bei Berücksichtigung der Extremwerte nachweisen. Ich gebe im folgenden die mittleren Monats- und Jahresextreme der Temperatur für 3 Stationen des nördlichen Alpenvorlandes an. Dieselben sind nach Lauscher (1938) für die Periode 1900—1930 ermittelt worden.

Station	Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
St. Pölten	Max.	16,1	19,1	24,4	25,3	28,2	32,0	34,4	34,0	28,9	23,7	18,7	14,8	34,4
	Min.	-25,9	-26,3	-20,5	-4,5	2,0	7,2	9,1	8,6	-0,1	-10,1	-12,7	-21,5	-26,3
	Schw.	42,0	45,4	44,9	29,8	26,2	24,8	25,3	25,4	29,0	33,8	31,4	36,3	60,7
Kremsmünster	Max.	12,2	15,4	22,1	24,5	28,0	32,4	34,0	32,8	29,0	25,0	20,9	13,7	34,0
	Min.	-20,4	-24,2	-15,8	-4,2	0,6	5,8	8,4	6,6	1,4	-7,3	-14,2	-18,4	-24,2
	Schw.	32,6	39,6	37,9	28,7	27,4	26,6	25,6	26,2	27,6	32,3	35,1	32,1	58,2
Salzburg	Max.	16,2	18,8	23,7	27,2	31,1	32,8	34,0	35,2	30,2	26,8	22,2	16,4	35,2
	Min.	-20,0	-23,2	-14,4	-5,5	1,0	5,0	6,3	7,4	1,0	7,0	-11,2	-16,4	-23,2
	Schw.	36,2	32,0	38,1	32,7	30,1	27,8	27,7	27,8	29,2	33,8	33,4	32,8	58,4

Sie zeigen, daß die Temperaturgegensätze von Westen gegen Osten größer werden, d. h., daß das Temperaturklima gegen Osten kontinentaler und daher kontrastreicher wird. Bei Darstellung der Tagesschwankungen der Temperatur wären diese Verhältnisse noch deutlicher in Erscheinung getreten. Den ausgeprägtest ozeanischen Charakter weist naturgemäß Salzburg auf. Es steht unter dem beherrschenden Charakter des Westwetters und ist überdurchschnittlich warm, was auch die Tabelle 7 erkennen läßt. Demgegenüber weist St. Pölten ein relativ rauhes Temperaturklima auf.

Bedeutend stärker als im Temperaturgang spiegelt sich der Klimagegensatz zwischen Ost und West in den Niederschlagsverhältnissen wider. Das starke Niederschlagsgefälle von West nach Ost läßt sich durch die Zuteilung der einzelnen Vorlandstationen zu den Niederschlagsbereichen klar zeigen. Es liegen im Niederschlagsbereich von:

- 1200—1400 mm: Salzburg, Gmunden,
- 1000—1200 mm: Vöcklabruck, Kremsmünster,
- 900—1000 mm: Ried i. Innkreis, Lambach, Steyr, Amstetten,
- 800— 900 mm: Welser Heide, Linz, Enns, Pöchlarn, Wilhelmsburg,
- 700— 800 mm: Wieselburg, St. Pölten,
- unter 700 mm: Melk, nördl. Tullnerfeld.

In dieser Verteilung kommt neben der Niederschlagsabnahme von West nach Ost naturgemäß auch diejenige vom Gebirgsrand weg nach Norden zum Ausdruck.

Der relativ geringen Seehöhe und dem ausgeglichenen Klimacharakter entspricht die geringe Andauer der Schneedecke, die im Tullnerfeld nur 25—30, im übrigen Alpenvorland 45—60 Tage beträgt. Die Zahl der Frosttage liegt für 600 m Seehöhe unter 80 und sinkt bei 200 m Seehöhe auf unter 50 ab. Dementsprechend ist die Dauer der Vegetationszeit im Alpenvorland lang. Sie beträgt nach Rosenkranz (1938) für die Rotbuche zwischen 190 und 210 Tagen, ja im Gebiete zwischen den Unterläufen der Ybbs und Erlauf überschreitet sie diese Grenze sogar noch. Deshalb finden im Vorlande viele anspruchsvolle Pflanzen und Tiere ihnen zusagende Lebensbedingungen, wenn auch ausgesprochen thermophile Organismen fehlen, weil die sommerliche Hitze zu gering und die sommerliche Niederschlagsmenge zu groß ist.

d) Die nördlichen Voralpen

Die nördlichen Voralpen stehen, abgesehen vielleicht von ihrem östlich der Traisen gelegenen Teile unter vorwiegend atlantischem Klimaeinfluß. Westliche und nordwestliche Luftströmungen herrschen absolut vor und bringen feuchte Meeresluft heran, die am Gebirgsrand emporsteigt, dabei abgekühlt wird und reichlich Niederschläge abgibt. Mit der großen Niederschlagsmenge und -häufigkeit hängen starke Bewölkung und ausgeglichener Temperaturgang ursächlich zusammen. Als temperatursausgleichende Faktoren wirken ferner im Salzkammergut die vielen Seen, die im Winter als Wärmereservoir wirken, und die Aufgeschlossenheit der Täler gegen das Vorland. Die letztere gestattet es der kalten Luft abzufließen, so daß es in den Voralpentälern nicht zu einem winterlichen Kältestau und zu Temperaturinversion kommen kann. Wissmann (1931) hat auf den Unterschied im Temperaturgang der nur 13 km voneinander entfernten Orte Spital a. Pyhrn und Admont, die bei gleicher Meereshöhe das gleiche Jahresmittel der Temperatur haben, hingewiesen. Die Schwankung der Monatsmittel der Temperatur beträgt in Spital nur 19° C, in Admont aber 22,2° C im fünfzigjährigen Durchschnitt der Jahre 1851—1900. Dementsprechend weisen die Wintertemperaturen der Voralpenstationen (vgl. Tabelle 7) ausnahmslos positive Anomalien auf, während die Sommertemperaturen, bedingt durch die abkühlende Wirkung der Niederschläge und der Bewölkung etwas hinter den Normalwerten zurückbleiben. Allerdings gibt es auch relativ sommerwarme Tallandschaften, was besonders hervorgehoben zu werden verdient. Derart begünstigte Gegenden sind das Ufergebiet des Attersees, des Traunsees und das Trauntal aufwärts bis Ischl, die Gegend von Kirchdorf und Micheldorf am Ausgang des Kremstales, das Ennstal zwischen Steyr und Kleinreifling und die, wie schon einmal erwähnt, stärker pannonisch beeinflussten östlichsten Teile der Voralpen, vor allem beiderseits des Triestingtales. Im Gegensatz hiezu weisen andere Teile der nördlichen Voralpen ein ungewöhnlich rauhes Klima auf, so das Ötscher- und Dürrensteingebiet.

Besonders deutlich kommen die Klimaunterschiede in der Niederschlagsverteilung zum Ausdruck. Weniger als 1000 mm Jahresniederschlag weist der Ostabbruch der Alpen gegen das Steinfeld auf. Von hier aus erstreckt sich eine Zunge geringen Niederschlags das Piestingtal aufwärts bis Pernitz, eine andere durch das Triesting- und Gölsental bis zur Traisen. Auch der Wienerwald erhält mit Ausnahme seines südöstlichsten Teiles weniger als 1000 mm Niederschlag. Weiter im Westen liegt nur noch das Gebiet unmittelbar südlich von Steyr unterhalb dieser Niederschlagsgrenze. Hohe Niederschlagsmengen von 1400—1600 mm fallen im Schneeberggebiet, ferner in den Gipfelgebieten des Unterberges und der Reisalpe, im Pielachtal oberhalb Frankenfels und im Erlauftal oberhalb Kienberg, ferner im Ennstal zwischen Großraming und Hieflau, im Steyrtal zwischen Leonstein und dem niederschlagsärmeren Talkessel von Windischgarsten, im Traun- und Atterseegebiet und im Salztal vom Paß Luegg abwärts. Mehr als 1600 mm Niederschlag erhalten das Ötschergebiet, die Voralpen bei Lunz und Göstling, die Berge südlich von Opponitz, der südliche Teil der Voralpen zwischen Ybbs, Enns und Steyr, das Almtal und seine Gebirgsumrahmung sowie die Voralpen des Salzkammergutes. Dabei nimmt die Niederschlagsmenge von Osten gegen Westen zu und erreicht im Salzkammergut ihren Höchstwert. Das gleiche gilt auch für die Mächtigkeit und Andauer der Schneebedeckung. Wissmann (1931) verzeichnet für 5 Stationen des Salzkammergutes in 687 m Höhe 53, für 5 Stationen des Ennstales in gleicher Höhe dagegen nur 37 Schneefalltage. Dementsprechend weisen die nordwestlichen Vor- und Hochalpen auch durchwegs recht bedeutende Anomalien hinsichtlich der Andauer der Schneedecke auf. Dies zeigt die aus der Arbeit von Conrad und Winkler (1931) entnommene Zusammenstellung der Tabelle 18, die für die Salzkammergutstationen durchwegs sehr hohe positive Anomalien, für diejenigen des oberen Murtales aber negative Anomalien der Andauer der Schneedecke verzeichnet. Das Salzkammergut weist somit eine relativ lange Schneebedeckung auf und dasselbe

gilt für alle niederschlagsreichen Teile der nördlichen Voralpen und Kalkhochalpen. Hiedurch ist auch das relativ späte Ausapern der hochalpinen Areale der niederschlagsreichen nordwestlichen Kalkalpengipfel bedingt, während schon die Gesäuseberge und die Eisenerzer Alpen viel früher schneefrei werden und die Südhänge der Niederen Tauern fast regelmäßig großer sommerlicher Trockenheit ausgesetzt sind.

Wie der große Niederschlagsreichtum so ist auch der relativ geringe Sonnenscheingenuß eine Folge des atlantischen Klimacharakters. Mariazell, Lunz und in geringerem Maße auch Ischl und Goisern zeigen besonders in den Sommermonaten beträchtliche negative Anomalien der Sonnenscheindauer (vgl. Tabelle 11). Im Winter dagegen sind die Voralpen vielfach nebelfrei, während das Vorland von einer ausgedehnten Nebeldecke eingehüllt ist.

e) Die nördlichen Kalkhochalpen

Was für die nördlichen Voralpen gesagt wurde, gilt noch ausgeprägter für die Luvseiten der Kalkhochalpen. Auch sie stehen unter dem vollen Einfluß der West- und Nordwestströmungen, und zwar in um so höherem Maße, je weiter im Westen sie gelegen sind. Niederschlagsmaxima von fast durchwegs weit über 2000 mm erhalten die Hochgipfel des Salzkammergutes, während die am weitesten nach Osten vorgeschobenen, stark pannonisch beeinflussten Gipfel von Rax und Schneeberg bei 2000 m Seehöhe nur die ungewöhnlich geringe Niederschlagsmenge von 1600—1800 mm empfangen. Im Salzkammergut sind selbst noch die Talstationen ungewöhnlich niederschlagsreich. Altaussee hält mit 2170 mm Jahresniederschlag im 50jährigen Mittel den Rekord aller österreichischen Talstationen. Lunz am Nordfuß der niederösterreichischen Kalkhochalpen gelegen, steht mit 1648 mm nur wenig hinter Bad Ischl (1710 mm) zurück. Die gewaltige Niederschlagsmenge verteilt sich in den regenreichen Gegenden der Kalkhochalpen auf eine ungewöhnlich hohe Zahl von Niederschlagstagen. Dieselbe beträgt im Traungebiet nach Klein (1909) 170, auf dem Präbichel gar 185, d. h. es bringt dort jeder zweite Tag Regen. Daß unter diesen Umständen den Organismen auch während des Sommers fast ausnahmslos ein ungewöhnliches Maß von Feuchtigkeit zur Verfügung steht, ist klar. Die Auswirkungen dieses Wasserreichtums treten denn auch in Vegetation und Fauna allenthalben zutage und wir werden auf sie noch mehrfach zurückkommen müssen.

Dem enormen Gesamtniederschlag entspricht eine gewaltige Mächtigkeit der winterlichen Schneebedeckung. Im Gebiet von Bad Aussee ist eine Mächtigkeit der Schneedecke von 3 m wiederholt beobachtet worden. Altaussee wies im 40jährigen Durchschnitt der Jahre 1868—1908 nach Klein (1909) 66 Tage mit Schneefall auf. Dementsprechend ist hier auch die Andauer der Schneedecke übernormal lang, Kahlfröste sind äußerst selten und der Boden gefriert, wenn überhaupt, so nur bis zu geringer Tiefe. Am Südabfall der Kalkhochalpen besteht ein steiles Niederschlagsgefälle gegen die inneren Alpentäler. So empfängt die Ramsau bei Schladming bei 1170 m Seehöhe nur 1312 mm, Tragöß in 756 m 1014 mm und schließlich Aflenz bei gleicher Höhe 879 mm. Dieses Niederschlagsgefälle äußert sich auch in der Dauer der Schneebedeckung, indem auch diese am Südabfall der Kalkhochalpen wesentlich geringer ist als auf deren Nordseite.

Der Kamm der Kalkhochalpen scheidet wie schon in Salzburg so auch in der Obersteiermark vom Dachstein bis zu dem Gesäuseeingang das ozeanische Klimagebiet der Nordalpen von der in vieler Hinsicht andersartigen Klimaprovinz, die den Pinzgau, Pongau und das obere Ennstal umfaßt.

f) Das Enns- und Paltental

Das obere Ennstal bildet gemeinsam mit dem Paltental abwärts bis zur engen Pforte des Gesäuses und zum Buchauer Sattel ein inneralpines Klimagebiet von hoher Eigenartigkeit. Gleich dem oberen Salzachtal ist es ringsum von mächtigen Bergen umrahmt und gegen den Einfluß des Westwetters durch die nach Norden und Nordwesten vorgelagerten Kalkhochalpen abgeschirmt. Die allseitige Abgeschlossenheit bewirkt ein ausgeprägt inneralpines Klima mit winterlicher Temperaturinversion, die sich bisweilen bis 1000 m Höhe ausprägt. Dementsprechend hat das Ennstal, am ausgeprägtesten der dem Gesäuse unmittelbar benachbarte Admonter Kessel, im Winter den Charakter eines Kältesees mit unterdurchschnittlichen Temperaturen. Eine sichtbare Folgeerscheinung der stagnierenden Kaltluft sind die Talnebel, die sich in klaren Strahlungsnächten bilden und daher Schönwetteranzeiger sind. Sie treten vor allem im Spätsommer und Herbst auf und bleiben aus, sobald Sümpfe und Moore, die Quellen der hohen Luftfeuchtigkeit des Tales, zugefroren sind. Im Durchschnitt der Jahre 1886—1902 hatte Admont 165,1 Nebeltage, während Schladming im oberen Ennstal

nur 40,0 und das nördlich des Kalkalpenhauptkammes gelegene Windischgarstener Becken trotz seiner teilweisen Versumpfung nur 34,0 aufwies. Mit dem ständigen nächtlichen Abfluß kühler Luft von den Bergen beiderseits des Tales hängt es zusammen, daß dieses auch im Sommer kühler ist als es der Norm entspricht. In Admont weisen alle Monatsmittel der Temperatur negative Anomalien auf, im hochgelegenen Radstadt gilt dies nur für die Monate September bis März. Eisenerz ist, obwohl höher gelegen, im Winter wärmer als Admont.

Hinsichtlich der Niederschlagsmenge bleibt das Ennstal erheblich hinter dem Salzkammergut zurück, was die Niederschlagskarte Wissmanns (1927) überaus deutlich zur Darstellung bringt. Die Niederschlagsmengen, die in den einzelnen Teilen des steirischen Ennstales fallen, bewegen sich in Grenzen, die 1000—1100 mm nach beiden Seiten nur wenig überschreiten. Am relativ niederschlagsärmsten ist das mittlere Ennstal zwischen Gröbming und Stainach, weil es sich im Lee des Dachsteinmassivs und des Grimming befindet, am niederschlagsreichsten ist Admont, wo sich der bedeutend höhere Niederschlag des Gesäuses, des Haller und St. Galler Kessels bereits fühlbar macht. Trotz des nicht sehr hohen Niederschlagsanfalles, kommt es im Sommer des Ennstales doch nur sehr selten zu Trockenperioden, die 14 Tage dauern. Eine sommerliche Trockenruhe der Vegetation und Fauna tritt demnach, abgesehen von abnormalen Jahren, wie 1947 ein solches war, nicht in Erscheinung. Die Zahl der Niederschlagstage beträgt hier zwar nur mehr 140, also um 30 weniger als im Traungebiet (vgl. Klein 1909, p. 41), aber das Niederschlagsmaximum liegt wie übrigens im gesamten bisher besprochenen Gebiet in den Hochsommermonaten Juli und August, so daß gerade in der wärmsten Zeit des Jahres die größte Niederschlagsmenge zu Gebote steht. In Admont beträgt diese für jeden der beiden Monate im langjährigen Durchschnitt über 150 mm, d. h. in diesen beiden Monaten allein fast die Hälfte der Jahresniederschlagssumme von Wien oder Tamsweg.

Die anfallenden Schneemengen sind im Ennstal bedeutend geringer als im Traungebiet und in anderen extrem niederschlagsreichen Teilen der nördlichen Kalkalpen. Trotzdem ist die Andauer der Schneedecke am Talboden eine sehr beträchtliche. In Tabelle 17 ist eine Zusammenstellung der Werte für die drei von der Bundesanstalt für alpine Landwirtschaft während der Zeit meiner Untersuchungen betreuten meteorologischen Stationen, Admont (Moorwirtschaft), Kaiserau und Stainach gegeben. Die Station Kaiserau ist auf der Höhe des Bergrückens gelegen, der das Ennstal vom Palten-tal trennt, und stellt eine gegenüber dem Talboden während der Zeit der Temperaturinversion begünstigte Höhenlage dar. Aus der Tabelle ist klar ersichtlich, daß der Talboden des Ennstales bei Admont fast 4 Monate lang, nämlich von Dezember bis April, mit Schnee bedeckt ist. Die Andauer der Schneedecke ist hier etwa einen Monat länger als in Stockholm in 59° n. Br.! Noch länger ist die Periode, während welcher mit Frosttagen gerechnet werden muß. Ich habe die Verteilung der Frosttage für unsere 3 Stationen in Tabelle 9 zusammengestellt. Die mittleren Grenzen der frostfreien Periode waren nach Wissmann (1931) in der Periode 1881—1900 für Admont 2. Mai und 9. Oktober, für Schladming 22. April und 16. Oktober, für Ramsau 26. April und 11. Oktober, während sie für Bad Ischl im gleichen Zeitraum 3. April und 1. November waren. In der gleichen Periode wiesen 5 Stationen des Salzkammergutes bei einer Seehöhe von 678 m um 32,5 Frosttage weniger auf als 2 Ennstaler Stationen bei 675 m.

g) Das Mur-, Liesing- und Mürzgebiet

Klein (1909, p. 26) schrieb in der Klimatographie von Steiermark: „Die Kalkalpen brechen die Macht des Westwetters. Prohaska gelangte in seinen Gewitterarbeiten zu dem Urteil, daß die Tauern-Hochschwabkette häufig eine gewitterreiche Zone im Süden von einer gewitterarmen im Norden scheide, das Ennstal habe ein anderes Gewitterregime als das Murtal und Mittelsteier. Ich gehe noch weiter und komme zu dem Schlusse, daß dieser Gebirgszug eine Klimascheide darstellt. Wie im besonderen zur warmen Jahreszeit die starke Erwärmung des südöstlichen Alpenvorlandes ein Temperaturgefälle nach Nordwesten bedingt und das Luftdruckgefälle nach Südosten zur Folge hat, so herrscht im allgemeinen Jahresmittel dieses Gefälle vor. Der Nordföhn in Tragöß ist eine so regelmäßige Erscheinung, die stets mit so ähnlicher Wetterlage verknüpft ist, daß der Nachweis einer Drucktiefe über dem Hochswab und den Tauern nur wegen Zeitmangels noch nicht erbracht werden konnte. Die keilförmigen Isobaren, mit welchen der Hochdruck von Westen und Nordwesten über den Alpenkamm vorstößt, liegen fast auf allen Wetterkarten am 15. Meridian und biegen in der Breite der Kalkalpen nach Westen um: nicht Wetter-, nein Klimascheiden türmen sich hier in Obersteier zwischen Enns und Mur, Salza und Mürz.“ In der Tat ist kein größerer Klimakontrast zwischen zwei benachbarten Gebirgstälern denkbar als der zwischen dem Enns- und Murgebiet. Die Grenze bildet genau

die Wasserscheide die zunächst am Hauptkamm der Niederen Tauern die beiden Haupttäler voneinander trennt, dann über die Rottenmanner Tauern zum Schoberpaß und Schobereck, zum Eisenerzer Reichenstein, Präbichel und Hochschwab zieht, zunächst das Palten- vom Liesingtal und dann das Einzugsgebiet des Erzbaches und der Salza von den der Mur tributären den Hochschwab entwässernden Gerinnen trennend. Ich bin viele Male und zu allen Jahreszeiten über den Schoberpaß und oftmals über den Präbichel gefahren und habe jedesmal von Neuem das Schauspiel des Klimawandels auf diesen Fahrten an meinen Augen vorbeiziehen sehen. Auch bei Durchquerung des Bosrucktunnels und auf Fahrten mit der Salzkammergutbahn zwischen Pürgg und Klachau kann man deutliche Klimaunterschiede beobachten, dieselben erreichen aber nicht annähernd das Ausmaß des Kontrastes, der hier zu beobachten ist.

Ist schon das Ennsgebiet dem direkten Einfluß des Westwetters entzogen, so liegt das Murgebiet vollends im Lee der Westströmungen. Es ist eines der klassischen Beispiele eines inneralpinen, kontinentalen Talgebietes mit extremem Temperaturgang und geringen Niederschlägen. Das Murgebiet weist nach Klein (1909) im langjährigen Durchschnitt um 11 Frosttage mehr auf als der Ennsgau, wovon der größte Teil auf den Herbst entfällt. Der erste Schnee fällt im Murtal fast stets auf hart gefrorenen Boden und das trockene Frostwetter des kontinentalen Vorfrühlings wirkt auf die Vegetation oft durch Wochen ohne schützende Schneedecke ein. Ist im Salzkammergut und noch im steirischen Ennstal die Andauer der Schneedecke der die Vegetationszeit begrenzende Faktor, so ist es hier der Frost in Verbindung mit großer winterlicher Trockenheit. Ich konnte gelegentlich beobachten, daß im Murtal im April noch alle Wiesen in winterlicher Vegetationsruhe verharrten, während sie gleichzeitig im Ennstal bereits zu ergrünen begannen und dies obwohl der Talboden des Murtales mehrere Wochen früher ausgeapert war.

Das ausgeprägteste zentralalpine Klima weist der oberste Teil des Murtales, der Lungau, auf. Dieser bildet eine durch die Talverengung unterhalb Tamsweg weitgehend abgeschlossene zentralalpine Beckenlandschaft, in der die winterliche Temperaturinversion in extremster Form zur Ausbildung gelangt. Tamsweg ist der kälteste Ort Österreichs mit meteorologischer Beobachtungsstation und das ist durch die extrem niedrigen Wintertemperaturen bei mäßig warmen Sommern bedingt. Tamsweg weist nach Fessler (1912) eine mittlere Wintertemperatur von $-6,6^{\circ}\text{C}$ auf und erst im Juni bleibt das mittlere Monatsminimum über 0°C . Die Niederschläge sind gering, die Jahressumme bleibt für Tamsweg im 50jährigen Mittel der Periode 1881—1930 knapp unter 700 mm und das bei einer Seehöhe von 1003 m. Das Niederschlagsmaximum fällt auch hier wie in den nördlichen Gebieten in den Hochsommer. Die Andauer der Schneedecke ist im Lungau geringer als normal, das heißt, es treten ganz allgemein negative Anomalien auf. Trotzdem ist die Dauer der Schneebedeckung infolge der bedeutenden Seehöhe beträchtlich. Tamsweg hat vom 18. November bis 6. April, Muhr im obersten Murtal vom 11. November bis 12. April am Talboden Schnee.

Der abnehmenden Seehöhe entsprechend, aber auch bedingt durch den weniger abgeschlossenen Charakter des Tales werden die Temperaturgegensätze im Murtal abwärts geringer. Erst in Höhen unter 950 m werden 15°C im mittleren Temperaturgange eines Monats erreicht, in Neumarkt beträgt die Andauer der Tagestemperatur von 15°C nach Klein (1909) 16 Tage, in Mautern 52 und in Leoben 84 Tage. Die Dauer der frostgefährdeten Periode des Jahres verkürzt sich aber murabwärts nur langsam. Während als mittlere Daten des letzten und ersten Frostes von Klein (l. c.) für Tamsweg der 10. Mai und 25. September angegeben werden, sind es für Neumarkt der 30. April und 1. Oktober, für Judenburg der 12. April und 17. Oktober, für Leoben der 12. April und 22. Oktober. Die äußerste Frostgrenze liegt in allen diesen Stationen in der Mitte des Monats Mai („Eismänner“) und in der zweiten Septemberhälfte, für Neumarkt sogar am 11. September. Im Vergleich mit den Talstationen sind dem kontinentalen Strahlungsklima des Gebietes entsprechend die Hanglagen weniger frostaussgesetzt und überhaupt im Winterhalbjahr deutlich wärmer. Die Stolzalpe (1160 m) weist aus diesem Grunde mit $4,4^{\circ}\text{C}$ gegenüber $4,2^{\circ}\text{C}$ sogar ein höheres Jahresmittel der Temperatur auf als das um 160 m niedriger gelegene Tamsweg und in Neumarkt besteht im Frühjahr fast dieselbe Gefahr eines Spätfrostes wie in dem 200 m höher gelegenen St. Lambrecht, während der erste Herbstfrost in Neumarkt um 10 Tage früher eintritt als in der höheren Vergleichsstation. Die jährliche Niederschlagsmenge nimmt murabwärts etwas zu, erreicht aber am Talboden nirgends 800 mm und bleibt damit um mehr als 200 mm hinter den niedrigsten Stationswerten des Ennstales zurück. Sie liegt auch niedriger als diejenige des oststeirischen und mittelsteirischen Gebietes und kennzeichnet das obere Murtal, wenn man vom östl. Vorlande in Niederösterreich absieht, als trockenste Landschaft des Untersuchungsgebietes.

Das Liesingtal schließt sich aufwärts bis Kalwang im Klimacharakter dem Murtal eng an. Von da zum Schoberpaß vollzieht sich der schon geschilderte krasse Klimawechsel. Dasselbe gilt für das Becken von Trofaiach, das einen ausgesprochen kontinentalen, inneralpinen Klimacharakter trägt, der am Präbichel fast übergangslos durch das atlantisch beeinflusste nordalpine Klima abgelöst wird. Aus dem Mürztal liegen leider nur sehr spärliche Beobachtungsdaten vor, was wegen des vom Murgebiete doch etwas abweichenden Klimacharakters dieses östlichsten inneralpinen Talzuges sehr zu bedauern ist. Die zu geringe Zahl von Beobachtungsdaten macht sich vor allem bei der Untersuchung der Temperaturverhältnisse bemerkbar. Es ist deshalb derzeit unmöglich, die sich in der Vegetation und Fauna ausprägenden günstigeren Klimaverhältnisse der Talweitung des Mürztales zwischen Kindberg und Krieglach im Vergleiche mit dem Talabschnitt Langenwang-Mürzzuschlag an Hand von Temperaturdaten nachzuweisen. Über die Niederschlagsverteilung finden sich einige Anhaltspunkte in den Veröffentlichungen des Hydrographischen Dienstes in Österreich (1938) für die Periode 1901 bis 1935. Aus diesen ist erkennbar, daß das Mürztal mit durchwegs über 800 mm Jahresniederschlag (Bruck a. Mur 804 mm, Kindberg 835 mm, Spital a. Semmering 999 mm) ein etwas feuchteres Klima besitzt als das Haupttal. Die Andauer der Schneedecke ist dagegen in Mürzzuschlag wie im Murtal und in den östlichen Voralpen unternormal.

h) Die Zentralalpen

Der Umstand, daß über die Niederen Tauern der Hauptkamm der Alpen hinwegzieht, bedingt es, daß diese Gebirgsgruppe nicht eine Klimaprovinz, sondern vielmehr, wie schon früher dargelegt wurde, eine Klimascheide darstellt. Der Klimagegensatz zwischen dem Enns- und Murtal spiegelt sich in abgeschwächter Form in der klimatischen Verschiedenheit der nördlichen und südlichen Tauerntäler wider. Um ihn klar herausarbeiten zu können, bedürfte es einer größeren Zahl von Beobachtungsstationen in den Tauerntälern beiderseits der Hauptwasserscheide, eine Voraussetzung, die gegenwärtig noch nicht erfüllt ist.

Die vorliegenden Unterlagen reichen nur hin, um einen ganz groben Überblick über die herrschenden Klimaverhältnisse zu geben. Die Temperaturverhältnisse unterscheiden sich im Gebiete der Niederen Tauern von denjenigen der großen Täler vor allem dadurch, daß die winterliche Temperaturinversion hier entfällt. Diesem Umstand ist es zu verdanken, daß Hohentauern, obwohl um 600 m höher gelegen als Admont, im Jänner doch wärmer ist als dieses. Noch günstiger ist das Temperaturklima von Seckau, das zu allen Zeiten des Jahres wärmer ist als Admont, obwohl es am Südosthange der Tauern rund 200 m höher gelegen ist als dieses. Die klimatische Begünstigung der Stolzalpe gegenüber dem am Talboden des Murtales gelegenen Murau ist oft erörtert worden und hat bekanntlich zur Errichtung einer Lungenheilstätte an dem klimatisch besonders bevorzugten Südhang geführt. Hiefür war außer den günstigeren Temperaturverhältnissen auch die längere Sonnenscheindauer in der Höhe über dem Talniveau maßgebend. Die durch den Kaltluftstau gebildete Talnebeldecke reicht an den die Haupttäler begrenzenden Hängen nur bis zu einer bestimmten Höhe empor und dringt in die Seitentäler nur sehr selten ein. Infolgedessen ist die Zahl der Nebeltage in den Tauerntälern besonders im Herbst geringer als im Mur- und Ennsgebiet, während die Gipfel besonders im Sommer, aber auch zu anderen Jahreszeiten, infolge der Haubenbildung wieder eine wesentlich größere Zahl von Nebeltagen aufweisen.

Die Niederschlagsverteilung zeigt in den Niederen Tauern folgendes Bild. Der Westrand des Gebietes liegt der Gebirgslücke zwischen Tennengebirge und Dachstein gegenüber und ist relativ wenig gegen die Westströmungen abgeschirmt. Die Niederschläge sind dementsprechend hoch: Ober-tauern (1649 m) erhielt in der Periode 1876—1900 nach Wissmann (1927) im Mittel 1505 mm, Unter-tauern (1004 m) 1331 mm Jahresniederschlag; sie sind damit die niederschlagsreichsten Stationen der Niederen Tauern. Weiter im Osten scheinen die nördlichsten Höhen die größten Niederschlagsmengen zu empfangen. Es hat die Kleinalm (1450 m) bei Schladming noch 1290 mm, während die in den nördlichen Tauerntälern gelegenen Orte 1200 mm nicht erreichen. So gibt Wissmann (1927) für St. Nikolai 1156 mm, für Donnersbachwald 1190 mm, für Oppenberg 1165 mm Jahresniederschlag an. Noch niederschlagsärmer ist naturgemäß die im Lee der Nordwestwinde gelegene Südseite der Tauernkette. Hier empfängt die Grazer Hütte in 1897 m Höhe auf der Südflanke des Preber nur 1185 mm, die Mahralm bei Pusterwald 1115 und die Neualm bei Pusterwald 1185 mm Niederschlag. Wissmann (l. c.) schließt hieraus, daß die westlichsten und nördlichsten Gipfel und Kämme nicht über 1800 mm, die übrigen Höhen aber höchstens 1600 mm Jahresniederschlag erhalten. Mit den

Niederschlagsmengen geht die Andauer der Schneedecke parallel. Obertauern weist nach Tabelle 16 mit 215 Tagen eine sehr starke positive Anomalie auf und auch der Wert von 168 Tagen für Untertauern (nach Wissmann 1927) liegt noch über dem Durchschnitt. Dagegen sind Pusterwald, Oberwölz und auch Hohentauern durch bedeutende negative Anomalien ausgezeichnet. Die Angleichung der südseitigen Stationen an die Verhältnisse im oberen Murtal ist unverkennbar, der Charakter der Niederen Tauern als Übergangsgebiet zwischen dem Klimabereiche des Ennstales und dem des Murtales unleugbar.

i) Die östlichen Voralpen und das Grazer Bergland

Eine Klimaprovinz für sich stellen die östlichen Voralpen dar, denen das Grazer Bergland klimatisch anzugliedern ist. Dieses Gebiet ist, abgesehen von abgeschlossenen Kessellagen wie Birkfeld und Pöllau, sowie vermutlich gewissen bisher nicht in das Netz der meteorologischen Stationen einbezogenen rauen Lagen am Nordhange des Wechsels, wärmer als es seiner Höhenlage entspricht (vgl. Tabelle 7). Besonders warme Orte sind Hartberg mit einem Jahresmittel der Temperatur von 9,2° C und Angern mit einem solchen von 9,3° C. Diese Werte entsprechen denen von Wien und Villach und liegen höher als der Wert von Gleichenberg (9,0° C). Die Südosthänge des Masenberges bei Hartberg bilden vor allem im Frühling, wie schon Klein (1909, p. 88) hervorgehoben hat, eine Wärmeinsel, deren biologische Wirkungen deutlich in Erscheinung treten.

Im übrigen liegt die thermische Begünstigung der östlichen Voralpen nicht darin, daß im Sommer sehr hohe Temperaturen erreicht werden, die Maxima liegen im Gegenteil unter denen der Obersteiermark, sondern in der außerordentlichen Ausgeglichenheit des Temperaturganges. Dieser ist im hügelligen Charakter der Landschaft begründet, welcher weder die durch die starke vertikale Gliederung des Geländes bedingten schroffen Temperaturoegensätze der Hochalpen, noch auch den kontinentalen jahreszeitlichen Kontrast der ungarischen Ebene zur Auswirkung kommen läßt. Das Temperaturklima der östlichen Voralpen stellt somit eine glückliche Mischung des Bergklimas mit dem der Niederung dar, frei von den Extremen beider.

Das gleiche gilt auch für die Niederschlagsverhältnisse. Diese zeigen im ganzen Gebiete eine sehr große Ausgeglichenheit, was die folgende Zusammenstellung auf Grund der Daten des Hydrographischen Dienstes in Österreich (1925) für die Periode 1931—1925 zeigt. Der mittlere Jahresniederschlag für diese Periode betrug in Semriach 840 mm, Weiz 882 mm, Pöllau 857 mm, Birkfeld 843 mm, Friedberg 828 mm, Vrau 891 mm, Bernstein ca. 870 mm, Fischbach 1033 mm, Mönichkirchen 1100 mm, Mariensee 1170 mm.

Die höchsten Niederschlagswerte werden somit in der weiteren Umgebung des Hochwechsels erreicht. Die Niederschlagsverteilung über das Jahr zeigt ein Maximum in den Monaten Juni und Juli, die winterlichen Niederschläge sind gering, womit starke negative Anomalien der Andauer der Schneedecke im gesamten Gebiete zusammenhängen.

k) Das östliche Alpenvorland

Das östliche Alpenvorland in der hier gewählten Umgrenzung umfaßt drei Abschnitte: das Vorland im Süden des Gleinalpengebietes und des Grazer Berglandes, das oststeirisch-mittelburgenländische Hügelland und das niederösterreichische Steinfeld. Die beiden zuerst genannten Abschnitte sind einander klimatisch recht ähnlich und können deshalb gemeinsam besprochen werden, das niederösterreichische Steinfeld dagegen weist sehr stark abweichende Klimabedingungen auf und soll deshalb im folgenden gesondert behandelt werden.

Das Vorland im Süden und Osten des Grazer Berglandes und der östlichen Voralpen ist noch mehr als das steirische Voralpengebiet dem Einfluß des Westwetters entzogen und von südöstlichen Luftströmungen beherrscht. Der submediterrane Klimaeinfluß, der in der Untersteiermark unverkennbar ist, macht sich auch hier bereits deutlich fühlbar.

Klein (1909, p. 102) hat darauf hingewiesen, daß der Klimagegensatz zu beiden Seiten des Stubalpen-Gleinalpenzuges noch größer ist als derjenige beiderseits der Niederen Tauern, der Eisenerzer Alpen und des Hochschwab. Während das obere Murtal ein kontrastreiches Klima kontinental-inneralpinen Charakters aufweist, ist das Klima der zum Kainacher Becken führenden sonnigen Täler und Gräben gemäßigt und milde und das Vorland selbst bietet hier so günstige meteorologische Bedingungen wie nur wenige andere Teile Österreichs. Es herrscht hier ein ausgeglichenes Temperaturklima mit kaum mehr als 45° mittlerer Jahresschwankung der Temperatur, während Kraubath auf der anderen Seite der Koralpe nach Klein (l. c.) 61° aufweist. Die Niederschlagsversorgung ist so

reichlich, daß Dürreperioden nur selten auftreten. Im 25jährigen Durchschnitt der Periode 1901—1925 empfing Voitsberg 981 mm, Stainz 982 mm und Leibnitz 970 mm Niederschlag, das ist um 100 mm mehr als die meisten Orte der östlichen Voralpen. Dazu kommt noch eine günstige Niederschlagsverteilung mit Maxima von je über 100 mm in den wärmsten Monaten Juni bis September. Zusammen mit der langen frostfreien Periode des Gebietes bilden diese Klimaverhältnisse die Grundlage für eine geradezu gartenmäßige Nutzung des Kulturlandes und für die Existenz einer Reihe submediterranen Organismen mit hohen Klimaansprüchen in der freien Natur.

Das Grazer Becken und die südlich anschließende Murebene sind klimatisch bei weitem nicht so begünstigt. Die mittlere Jahresschwankung der Temperatur ist hier größer, sie beträgt nach Klein (l. c.) 50,6° C. Der kontinentale Klimaeinfluß macht sich hier vor allem in niedrigeren Wintertemperaturen bemerkbar, während die Hitze des kontinentalen Sommers erst im Gebiete von Radkersburg und Pettau zur Geltung kommt. Pettau wies in der Periode 1881—1900 im Durchschnitt 62,5 Tage mit einer Mitteltemperatur von über 20° C auf, Radkersburg noch 59,2 Tage, während es in Graz nur 30,2 Tage waren. Die Niederschlagsmenge von Graz gleicht sich mit 878 mm bereits der des nördlich vorgelagerten Berglandes an, während das südlicher gelegene Leibnitz und auch Gleichenberg die 900-mm-Grenze überschreiten. Eine klimatische Eigentümlichkeit des Grazer Beckens, die starke Dunstbedeckung, die man von der Oststeiermark kommend immer wieder beobachten kann, kommt in den vorliegenden meteorologischen Daten nicht zum Ausdruck. Die Zahl der Sonnenscheinstunden weist für die meisten Monate und auch in der Jahressumme positive Anomalien auf (vgl. Tabelle 11), während hinsichtlich der Menge zugestrahelter Sonnenenergie zweifellos in den meisten Monaten des Jahres negative Anomalien bestehen.

Das oststeirisch-mittelburgenländische Hügelland ist in vieler Hinsicht dem weststeirischen ähnlich, aber stärker kontinental beeinflusst. Die mittlere Jahresschwankung der Temperatur überschreitet in Fürstenfeld wie in der Murebene 50° C und nimmt von hier gegen den Ostrand der Voralpen ab. Dafür sind die Sommermonate wärmer; die Andauer einer Tagesmitteltemperatur von über 10° C beträgt nach Schedler (1938, p. 3) in den niederen Teilen der Oststeiermark mehr als 170 Tage gegenüber 155 in Leoben, 149 in Admont, 138 in Birkfeld und 120 in Tamsweg. Der Unterschied gegenüber der Obersteiermark liegt vor allem in einer rascheren Erwärmung im Frühling, was jedem Reisenden, der im März oder April beide Gebiete besucht, phaenologisch klar vor Augen tritt. Leider stehen phaenologische Vergleichsdaten, wie sie Rosenkranz für Niederösterreich zusammengestellt hat, für die beiden Vergleichsgebiete nicht zur Verfügung; sie würden außerordentliche Terminunterschiede aufzeigen.

In den Niederschlagsverhältnissen weicht das oststeirisch-mittelburgenländische Alpenvorland nur wenig von den Voralpen ab. Die Jahresniederschlagssummen liegen auch hier zwischen 800 und 900 mm, nur südlich der unteren Raab, also bereits außerhalb unseres Gebietes steigen sie über 900 mm an.

Das niederösterreichische Steinfeld gehört, wie schon früher erwähnt, einem anderen Klimabereich an als die bisher besprochenen Teile des östlichen Vorlandes. Es bildet den südlichsten Teil des inneralpinen Wiener Beckens, das als Ganzes ein Grenzgebiet der pannonischen Klimaprovinz darstellt. Dementsprechend ist das Steinfeld sommerwarm, das Julimittel der Temperatur von Wiener Neustadt liegt für die Periode 1881—1930 mit 19,5° C genau in der Mitte zwischen den Werten von Wien (19,1° C) und Neusiedl am See (19,9° C). Auch das Jahresmittel der Temperatur liegt für die gleiche Periode mit 9,2° C gleich hoch wie dasjenige von Wien und gehört zu den höchsten in Österreich überhaupt festgestellten Werten. Nahezu das gesamte Steinfeld südwärts bis Neunkirchen hat eine Andauer der Tagesmitteltemperatur über 10° C von über 170 Tagen (Schedler 1938). Für Wiener Neustadt weisen sämtliche Monatsmittel der Temperatur positive Anomalien auf. Die Niederschlagsmenge nimmt von Süden gegen Norden ab. Während in der Periode 1901—1925 Pitten 753 und Neunkirchen 734 mm mittleren Jahresniederschlag empfangen, betrug dieser in Wiener Neustadt 662 mm und bleibt auch weiter nördlich unter der 700-mm-Grenze. Die sommerliche Wärme und die außerordentliche Wasserdurchlässigkeit des Steinfeldbodens bewirken, daß die Sommerniederschläge, obwohl sie in den Monaten Juni bis September mit je 70—90 mm höher sind als zu anderen Zeiten des Jahres, das Feuchtigkeitsdefizit nicht auszugleichen vermögen, so daß es regelmäßig zu einer sommerlichen Trockenzeit und Vegetationsruhe kommt. Auch in dieser Hinsicht trägt das Steinfeld pannonischen Klimacharakter. Die geringe Seehöhe bedingt wie in anderen Teilen des inneralpinen Wiener Beckens an sich schon eine sehr kurze Andauer der Schneedecke. Trotzdem weist Wiener

Neustadt eine negative Anomalie auf, die sich am Süden des Steinfeldes noch vergrößert. In Reichenau am Ausgang des Schwarztales ist die Andauer der Schneedecke um 29 Tage kürzer als der ermittelte Normalwert, am Semmering sogar um 35 Tage. In diesen Werten drückt sich der für das pannonische Klima so bezeichnende Sachverhalt aus, daß der Boden während eines großen Teiles der winterlichen Vegetationsruhe des Schneeschlutzes entbehrt und dann nicht nur starker Austrocknung, sondern auch der ungeminderten Erosionskraft der von den Alpen herabfegenden Weststürme ausgesetzt ist. Diese Stürme heben besonders im Vorfrühling, nachdem der Frost die Bodenaggregate zersprengt hat, den feinen Staub von der Bodenoberfläche ab und lagern ihn oft weit entfernt an Hecken, Zäunen und in Gräben ab. Es fehlen mir genaue Daten über die Windverhältnisse des Steinfeldes, aber das häufige Auftreten starker Winde besonders im Herbst, Winter und Vorfrühling ist mir aus einem mehrjährigen Aufenthalt in Theresienfeld bei Wiener Neustadt wohl bekannt und ebenso auch das absolute Vorherrschen westlicher Luftströmungen, durch die allein schon das Klima des Steinfeldes sich von demjenigen des oststeirisch-mittelburgenländischen Alpenvorlandes wesentlich unterscheidet. Für das im Nordwesten angrenzende Wienerwald-Gebiet hat im übrigen Schachinger (1934, p. 60—61) die absolute Vorherrschaft von West- und Nordwestwinden tabellarisch dargestellt.

1) Zusammenfassender Überblick

Im vorstehenden wurde versucht, den Charakter des Großraumklimas in den einzelnen Abschnitten des von mir bearbeiteten Teiles der Nordostalpen und ihres Vorlandes zu schildern. Dabei ergab sich eine ansehnliche Zahl deutlich unterscheidbarer Klimaprovinzen, die oft mit scharfer Begrenzung aneinanderstoßen. Obwohl nur die wesentlichsten meteorologischen Eigentümlichkeiten jedes dieser Gebiete angeführt wurden, war es doch unvermeidbar, daß die Gesamtdarstellung einen gewissen Umfang annahm, und es erscheint darum zweckmäßig, abschließend das Großraumklima des Gesamt-raumes nochmals zusammenfassend zu schildern.

Gehen wir hiebei vom nördlichen Alpenvorland aus, so sehen wir, daß dieses als Teil des gemäßigt-mittleuropäischen Klimaraumes eng mit den westlich benachbarten Landschaften Bayerns und der Nordschweiz verwandt ist. Westliche und nordwestliche Luftströmungen beherrschen das Gebiet, sie versorgen es mit Niederschlägen und bewirken im Sommer Abkühlung, im Winter aber Linderung des Frostes.

In den Voralpen und Kalkhochalpen ist die gleiche westliche Strömung vorherrschend. Die von ihr herangebrachte feuchte Meeresluft gibt hier den Großteil ihres Wassergehaltes ab, so daß schon in den Voralpen, besonders aber an der Luvseite der Kalkhochalpen, gewaltige Niederschlagsmengen fallen. Überdurchschnittliche Bewölkung, negative Anomalien der Sonnenscheindauer und sehr große positive Anomalien der Andauer der Schneedecke sind die Folge. Die häufige Bewölkung wirkt der Strahlung entgegen und mildert die Temperaturoegensätze. Der Tages- und Monatsgang der Temperatur ist, wie Tschermak (1942) am Beispiel einer Hangstation in 1610 m Höhe an einem WNW-Hang des Dürrensteins bei Lunz zeigte, außerordentlich ausgeglichen. Das Temperaturklima trägt ozeanischen Charakter, der auch in der Vegetation zum Ausdruck kommt. Die Rotbuche ist hier von Natur aus absolut vorherrschend, daneben haben andere atlantische Pflanzen wie Eiben, Stechlaub, immergrüner Seidelbast, Epheu und viele andere frostempfindliche Pflanzen hier eine weite Verbreitung. Die mächtige winterliche Schneedecke ist für ihre Existenz ebenso wichtig wie der durch Bewölkung und Westwinde bewirkte Frostschutz.

Am Südrande der Kalkhochalpen macht sich eine erste deutliche Klimascheide bemerkbar. Das steirische Ennstal bildet zusammen mit dem Paltental und dem westlich anschließenden Talgebiet der oberen Salzach einen Klimabereich von eigener Prägung. Die Westwinde sind auch hier noch vorherrschend, aber die Niederschlagsmengen sind bereits geringer, da die ozeanischen Luftmassen den größeren Teil ihres Wassergehaltes schon über den nördlichen Kalkalpen abgeladen haben. Das Temperaturklima ist wesentlich kontrastreicher, bedingt durch die für inneralpine Tallagen kennzeichnende winterliche Temperaturinversion und relativ starke sommerliche Erwärmung. Spätsommerliche und herbstliche Talnebel geben Zeugnis vom Kaltluftstau über dem Talboden. Bezeichnenderweise bildet das steirische Ennstal im Abschnitt Pürgg-Admont den ungefähren Grenzbereich zwischen dem ozeanischen Buchengebiet und dem zentralalpin-kontinentalen Zirben-Lärchengebiet, wobei in feuchten Schluchten und Kessellagen wie im Bereiche der Wörschachklamm nördlich von Wörschach und im Haller Kessel nördlich von Admont die Buche noch zur absoluten Vorherrschaft gelangt und neben ihr auch die Eibe noch häufig vorkommt. Die enge Talschlucht des Gesäuses gehört zur Gänze dem Buchengebiet an.

Durch den Hauptkamm der Niederen Tauern, durch die Eisenerzer Alpen und den Hochschwab vom Ennsgebiete getrennt, weist das obere Murtal, dem das Liesingtal, der Talkessel von Tragöß und das Mürztal anzugliedern sind, einen typisch zentralalpinen Charakter auf. Es besitzt ein Strahlungsklima mit großen Temperaturextremen, ausgeprägter winterlicher Temperaturinversion, einer langen Frostperiode, aber negativen Anomalien der Andauer der Schneedecke. Die Niederschlagsmengen sind gering, was vor allem dann zum Ausdruck kommt, wenn man sie zur Seehöhe in Beziehung setzt, wie dies Gams (1932) durch Errechnung der „hygrischen Kontinentalität“ getan hat. Tschermak (l. c.) hat gezeigt, daß auch noch in hochalpinen Lagen am Südhang der Niederen Tauern ein ausgeprägtes Strahlungsklima herrscht. Thermographenkurven, die er an einem Westhang des Revieres Paal bei Murau in 1630 m in einem großen Zirbenbestande erzielte, zeigen große und regelmäßige tägliche Schwankungen des Temperaturganges, es sind typische Strahlungskurven. Die Zirbe, stets von reichlichen natürlichen Lärchenvorkommen begleitet, ist hier in den größeren Höhen der Charakterbaum zentralalpiner Standorte, wie dies nicht nur Tschermak, sondern schon früher Gams (1932) und andere dargelegt haben. Die Zirbe aber ist für die höheren Lagen im Gesamtgebiete der Niederen Tauern charakteristisch, sie greift im Regenschatten des Dachsteinmassivs und des Warscheneckstockes auch noch auf die Südabdachung der Kalkhochalpen über und kennzeichnet damit das Herrschaftsgebiet des inneralpinen Klimas. Buche und Zirbe schließen sich nicht nur in ihrer vertikalen, sondern, wie Gams gezeigt hat, auch in ihrer horizontalen Verbreitung aus und stellen Klimaindikatoren ersten Ranges dar.

Nicht geringer als der Kontrast zwischen dem ozeanischen Klima der Nordalpen und dem zentralalpinen Klima des oberen Murtales und der Niederen Tauern, besonders ihrer Südabdachung, ist der Gegensatz zwischen dem zentralalpinen Gebiet und den östlichen Voralpen einschließlich des Grazer Berglandes. Hier tritt uns neuerlich ein Gebiet mit geringen, ja, wie wir gesehen haben, außergewöhnlich gemilderten Kontrasten im Temperaturgang und dabei mäßigen Niederschlägen gegenüber. Die geringere Menge der Niederschläge, negative Anomalien der Andauer der Schneedecke und der stark abgeschwächte Einfluß westlicher Luftströmungen unterscheiden dieses Gebiet wesentlich vom überwiegend atlantisch beeinflussten Nordalpengebiet. Wieder kommt hier, besonders auf Kalkunterlage, die Buche zur Vorherrschaft, neben ihr treten aber in tieferen Lagen auch anspruchsvollere submediterrane Laubhölzer, so die Edelkastanie und in der Weizklamm sogar die Hopfenbuche auf. Auch in der krautigen Vegetation sind submediterrane Pflanzenarten vertreten, während die atlantischen stark zurückbleiben.

Das oststeirisch-mittelsteirische Alpenvorland hat den submediterranen Klimaeinfluß mit den östlichen Voralpen gemeinsam, besitzt aber ein kontrastreicheres Temperaturklima. Dies gilt vor allem für das Grazer Becken und die Murebene, aber auch für die nach Osten offenen Lagen des oststeirisch-mittelburgenländischen Tertiärhügellandes.

Das Steinfeld gehört als südlichster Teil des inneralpinen Wiener Beckens der pannonischen Klimaprovinz an. Geringe Niederschläge, starke sommerliche Erwärmung und große Wasserdurchlässigkeit des Bodens bedingen hier alljährlich eine sommerliche, durch Trockenheit bedingte Vegetationsruhe als wichtigstes Merkmal des kontinentalen Steppenklimas. Geringe Schneebedeckung, Kahlfröste und starke Windausgesetztheit infolge der freien Lage sind weitere Merkmale, die dem Steinfeld mit dem kontinentalen Klima des europäischen Südostens gemeinsam sind. Dem entspricht, daß die Buche nicht nur am Steinfeld selbst, sondern auch an seinen Rändern weithin fehlt und erst gegen das Innere des Gebirges mit zunehmender Feuchtigkeit des Klimas wieder Raum gewinnt. Entlang der größeren Täler, so im Triesting-, Piesting- und Pittental machen sich aber die kontinentalen Klimaeinflüsse bis weit ins Gebirge bemerkbar und mit ihrer Hilfe sind auch pannonische Pflanzen- und Tierarten an geeigneten Stellen noch ein Stück in den Alpenraum eingedrungen. Das pannonische und das mitteleuropäisch-atlantische Klima stoßen hier auf engem Raum ebenso schroff aneinander wie anderwärts das ozeanische Klima des Gebirgsrandes mit dem kontinentalen der inneren Alpen. Trotzdem besteht im großen betrachtet ein stufenweiser Übergang, der sowohl in einem von Norden nach Süden als auch in einem von Westen nach Osten durch das Gebiet geführten Schnitt deutlich zum Ausdruck kommt. Ich habe die Niederschlagsverhältnisse längs zweier derart gelegter Profile nach Wissmann (1927) in den Tabellen 14 und 15 wiedergegeben.

5. Die Kontraste des Standortklimas

Seit den klassischen Untersuchungen von G. Kraus (1911) über das standortbedingte Lokalklima auf dem Wellenkalk des Maintales sind wir auf die großen Gegensätze aufmerksam geworden, die

im Klima der bodennahen Luftschicht auftreten. Dieselben erreichen besonders im Gebirge Ausmaße, die über die Kontraste des Großraumklimas weit hinausgehen und daher für das Organismenleben örtlich oft entscheidender sind als diese. Es würde den Rahmen dieser Darstellung weit überschreiten, wollten wir im folgenden die das Lokalklima im Gebirge beeinflussenden Faktoren im einzelnen besprechen und es kann auf eine ins Detail gehende Behandlung derselben auch verzichtet werden, da eine solche in dem grundlegenden Buche Geigers (1950) über das Klima der bodennahen Luftschicht bereits vorliegt. Was im folgenden versucht werden soll, ist lediglich eine Ergänzung der im vorhergehenden Kapitel gegebenen Klimabeschreibung durch Hinweise auf diejenigen örtlichen Faktoren, die das Lokalklima der verschiedenen natürlichen Standorte am tiefgreifendsten beeinflussen und dadurch auf begrenzten Flächen Lebensbedingungen schaffen, die von denen des Großklimas sehr stark abweichen.

a) Die Hanglage

Die denkbar größten lokalen Klimagegensätze bestehen im Gebirge zwischen verschiedenen exponierten Hängen. Sonn- und Schattseite empfangen sehr verschiedene Mengen von Sonnenwärme, Luvseiten sind regenreicher und feuchter als Leeseiten. Da sich die Wärmemenge, die ein Hang durch Strahlung empfängt, aus zwei Komponenten zusammensetzt, aus der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung, aber nur die erstere mit der Hangrichtung wechselt, ergibt es sich, daß bei heiterem Wetter große, bei trübem aber kleine Expositionsunterschiede auftreten. Es folgt daraus weiter, daß in inneralpinen Gebieten mit einem ausgesprochenen Strahlungsklima die Expositionsunterschiede größer sind als im ozeanischen Alpenrandklima, das die Strahlungskontraste durch häufige Bewölkung dämpft. Schließlich muß auch bedacht werden, daß die Intensität der Sonnenstrahlung mit zunehmender Seehöhe infolge der Abnahme der Filterwirkung der Atmosphäre zunimmt und deshalb auch die Expositionsunterschiede mit zunehmender Seehöhe wachsen. Ganz besonders groß sind sie dann, wenn die Sonne nieder über dem Horizont steht, also im Winterhalbjahr, wo stark zur Sonneneinstrahlung geneigte Flächen wesentlich mehr Strahlungswärme empfangen als horizontale, während von der Sonne abgewandte Hänge den ganzen Tag über in tiefem Schatten liegen.

Dementsprechend ist die Andauer der Schneebedeckung an steilen Südhängen eine viel geringere als am Talboden, für den die jeweiligen Stationswerte der Tabelle 16, aber auch die Normalwerte der Tabelle 4 Geltung haben. Nach meinen zehnjährigen Beobachtungen um Admont ist die Andauer der Schneedecke an den sonnseitigen Hängen des Ennstales im Durchschnitt mindestens um drei bis vier Wochen kürzer als am Talboden, während sie auf der Schattseite etwa eine Woche länger ist als auf diesem.

Da sich der Boden an den besonnten Hängen gleichzeitig rascher erwärmt, beginnt die Vegetationszeit im Ennstal auf der Sonnseite entsprechend früher und hat eine längere Dauer. Im oberen Murtal mit seiner großen winterlichen Trockenheit ist der Beginn der Vegetationszeit im Frühling allerdings, wie schon erwähnt, nicht allein von ausreichender Erwärmung, sondern auch von genügender Durchfeuchtung des Bodens abhängig. Hier kann, wenn der erste ausgiebige Frühlingsregen lange auf sich warten läßt, die Vegetationsentwicklung trotz der thermischen Begünstigung der sonnigen Hänge, am feuchteren Talboden früher beginnen als an diesen.

Neben der thermischen Begünstigung der Hänge bei überwiegender Einstrahlung muß auch ihre Bevorzugung bei starker Ausstrahlung während klarer, windstillen Nächte berücksichtigt werden. Während sich dann am Talboden die Kaltluft staut und Temperaturinversionen bewirkt, entstehen in der Hangzone Zirkulationsströme, wodurch die wärmere Luft aus dem Raume zwischen den Talflanken herangeführt wird, so daß die Abkühlung am Hang viel langsamer fortschreitet als an den Tiefpunkten des Geländes. Es ergibt sich hieraus an klaren Tagen für sonnenexponierte Hanglagen ein bedeutend höheres Tagesmittel der Temperatur als am Talboden und in der Auswirkung auf den Jahresgang eine beträchtlich längere Andauer bestimmter Tagesmittelwerte der Temperatur im Vergleiche mit dem Tal.

Hinsichtlich des Feuchtigkeitsfaktors unterscheiden sich die Hanglagen von der Talebene nicht bloß durch die mit dem Temperaturgang abweichenden Verdunstungsverhältnisse, sondern auch durch raschere Abfuhr von Niederschlagswasser. Dabei bestehen allerdings, wie besonders Aichinger (1949) hervorgehoben hat, grundsätzliche Unterschiede zwischen dem Oberhang und Unterhang, da das am Oberhang rasch abgeleitete Niederschlagswasser im Boden des Unterhanges als unterirdisch fließender Hangwasserstrom ökologisch und klimatisch wirksam wird.

Die eben geschilderten allgemeingültigen und daher relativ leicht erfaßbaren klimatischen Gesetzmäßigkeiten werden im Gebirge leider vielfach durch örtliche Sonderverhältnisse wesentlich kompliziert. Diese Sonderverhältnisse bestehen einerseits in einer klimatischen Begünstigung bestimmter Hangzonen, die am leichtesten phäenologisch erfaßbar ist (vgl. u. a. Rosenkranz 1948) und andererseits in den aerodynamisch bedingten Verschiedenheiten in der Niederschlagsverteilung an verschiedenen Punkten desselben Höhengürtels. Sauberer (1948a, b) hat im Gebiete von Lunz a. See nachgewiesen, daß an verschiedenen Hängen, bedingt durch die verschiedene Exposition zu den feuchtigkeitsbringenden Nordwestwinden und zur Lage der Wolkenuntergrenze, große Abweichungen von den zu erwartenden Normalwerten des Niederschlags auftreten. Es ergibt sich daraus die wichtige Feststellung, daß neben der Seehöhe auch die Standortverhältnisse für die Niederschlagshöhe und damit für die Wasserversorgung von Hangstandorten maßgebend sind.

b) Der Klimagegensatz zwischen Wald und Freiland

Die großen Unterschiede, die zwischen dem Klima im Inneren geschlossener Waldbestände und demjenigen des Freilandes bestehen, sind bisher viel zu wenig beachtet worden. Sie bilden den Schlüssel für das Verständnis vieler Tatsachen der Organismenverbreitung. Im Waldesinneren bildet sich ein Waldbinnenklima aus, da nicht der Waldboden, sondern das Kronendach als Strahlung empfangende und Strahlung aussendende Oberfläche wirksam ist. Nach Geiger (1950) werden im allgemeinen 80% der einfallenden Strahlung bereits im Kronenraum abgefangen und nur weniger als 5% gelangen bis zum Waldboden. Dementsprechend bildet sich bei überwiegender Einstrahlung ein Temperaturmaximum im Kronenraum und in lichten Wäldern ein zweites schwaches Maximum am Waldboden. Nachts erfolgt die Einstrahlung ausschließlich von der Kronenoberfläche aus, wobei die Kaltluft je nach Beschaffenheit des Kronenraumes entweder in diesem liegen bleibt oder langsam zum Boden absinkt. Unter allen Umständen ist der Temperaturgang im Waldesinneren weit weniger kontrastreich als an der Kronenoberfläche und in waldfreiem Gelände, wofür nur eine Vergleichsmessung, die Lüdi (1938) bei Davos an einem Julitag mit nicht einmal günstigen Strahlungsverhältnissen ausgeführt hat, als Beispiel für viele gelten mag. Der Vergleich eines Fichtenwaldes mit einer benachbarten Parkwiese in 1600 m ergab in 50 cm Höhe über dem Boden für den Fichtenwald 10,5° C, für die Parkwiese aber 19,5° C Differenz im Tagesgang der Temperatur. An der Bodenoberfläche selbst waren die Unterschiede noch größer, sie betrugen hier 10,5° C im Fichtenwald und 24° C in der Parkwiese.

Die gleiche Ausgeglichenheit herrscht im Waldesinneren hinsichtlich der Lichtverhältnisse. In dichten Jungwaldbeständen läßt das Kronendach kaum 10% des Außenlichtes hindurch, in Fichtenaltbeständen werden nach Geiger 30—35% erreicht. Nach Lundegårdh (1930) beträgt der Lichtgenuß der am Waldboden wachsenden Schattenpflanzen selten mehr als 1/100, häufig nur wenige Tausendstel des freien Himmelslichtes. Die Belichtungsverhältnisse sind aber in Kulturforsten mit Kahlschlagbetrieb nicht konstant, sie ändern sich mit dem Alter des Bestandes beträchtlich. G. Mitscherlich (zitiert nach Geiger 1950, p. 308—309) hat auf der Südabdachung des Thüringer Waldes in zahlreichen Fichtenbeständen die Abhängigkeit der Lichtverhältnisse vom Bestandesalter untersucht und folgende weitgehend allgemeingültige Gesetzmäßigkeit festgestellt. „Der zunächst offene Jungbestand schließt sich bis etwa zum 17. Lebensjahr so stark zusammen, daß das dichte Kronendach dann kaum noch 10% des Außenlichtes durchläßt. Dann aber beginnt mit zunehmendem Alter ein steter Anstieg der Innenhelligkeit. Im Alter von 120 Jahren wird ein Wert von 30—35% erreicht.“ Diese Werte stellen nach Mitscherlich (l. c.) einen wesentlichen Standortsfaktor für die Bodenflora und nach G. Gretschy (1952) auch für die Bodenfauna dar. In den von Mitscherlich untersuchten Beständen blieb der Waldboden unter 16% Helligkeit vegetationslos, bei 16—18% stellten sich die ersten anspruchslosen Moose ein, bei 22—26% begannen Vaccinien einzuwandern, bei 30% wurden die ersten Anflugfichten angetroffen. Die genannten Zahlen wurden unter günstigen Bodenverhältnissen ermittelt, sind diese schlechter, muß mit etwas höheren Prozentwerten gerechnet werden. Mit der Dichte der Bodenvegetation geht offenbar die Entwicklung der Bodenfauna parallel. G. Gretschy fand in Fichtenreinbeständen auf Rendsinaböden in den niederösterreichischen Kalkalpen die größte Artenmannigfaltigkeit und Individuenmenge der Bodenfauna zwischen dem 8. und 13. Jahre nach Wiederaufforstung von Kahlschlägen. Von diesem Zeitpunkte an nahm der Tierbesatz mit zunehmender Bestandesdichte und Beschattung ab. Die Belichtung des Waldbodens ist also für die Entwicklung des Lebens auf und in demselben von allergrößter Bedeutung; die Lichtbedingungen des Waldesinneren sind gleich den Temperaturbedingungen von denen des Freilandes außerordentlich verschieden.

Wie das Temperaturklima, so ist auch der Gang der relativen Feuchtigkeit im Stammraum des Waldes außerordentlich ausgeglichen. Dies ist nicht so sehr durch das Fehlen hoher Temperaturen als vielmehr durch den Mangel einer Luftbewegung im Waldesinneren bedingt. Die Luftruhe im Stammraum hält den von den Blättern des Kronendaches und in lichten Beständen von der krautigen Bodenvegetation abgegebenen Wasserdampf fest. Die hohe Luftfeuchtigkeit ist eines der hervortretendsten Merkmale des Waldbinnenklimas, sie nimmt im Bestande gegen den Boden hin zu. Der Vorzug, den hygrophile Pflanzen und Tiere hievon haben, beruht nur teilweise auf dem höheren Wert des Tagesminimums der relativen Feuchtigkeit, mehr noch auf der langen Dauer des Feuchtigkeitsüberschusses, der in den Abendstunden beträchtliche Werte erreichen kann.

Dem hohen Feuchtigkeitsgehalt der Luft entsprechend betrug nach vergleichenden Messungen von Schubert (1925) die jährliche Verdunstung in Nadelwäldern (bei Fichte gleich wie bei Kiefer) nur 48%, in Buchenwäldern bloß 42% derjenigen des benachbarten Freilandes. Als besonders groß erwies sich bei diesen Untersuchungen das Nachlassen der Verdunstung im sommergrünen Buchenwald. Sie betrug hier in den Monaten Juli bis September kaum mehr als ein Drittel derjenigen im Freien.

Aus diesen Daten geht das außerordentlich ausgeglichene Klima des Waldesinneren, ganz besonders des Inneren von Buchenhochwäldern im Vergleiche mit dem Freilande hervor. Dabei muß bedacht werden, daß auch das waldfreie Gelände noch einen großen klimatischen Variationsbereich aufweist, da von geschlossener Rasen- oder Zwergstrauchvegetation bedecktes Gelände bei weitem ausgeglichene Klimaverhältnisse aufweist als nackter Fels, Schutt oder Boden. Dem Gesamtcharakter nach stellt das Waldbinnenklima den Typus eines ozeanischen, ausgeglichenen Bestandesklimas dar, das Freiland, vor allem vegetationsarmes Gelände, dagegen den Typus des kontrastreichen, kontinentalen Standortklimas. Dies verdient besonders hervorgehoben zu werden, denn es wird dadurch verständlich, warum wir im mitteleuropäischen Übergangsklima die meisten ozeanischen Pflanzen und Tiere in den Laubwäldern, in erster Linie in den Rotbuchenbeständen, antreffen, während die kontinentalen, besonders die xerothermen Arten Waldflichter sind.

Die geschilderten bestandesklimatischen Gegensätze erklären aber nicht nur die Bindung der ozeanischen beziehungsweise kontinentalen Faunenelemente an der Grenze ihrer Verbreitung an den Wald beziehungsweise das Freiland, sondern darüber hinaus den großen Unterschied der allenthalben in der Artenzusammensetzung zwischen Wald- und Freilandbiozönosen festzustellen ist. Es gibt, wie wir bei Besprechung der Tiergemeinschaften des Untersuchungsgebietes sehen werden, keinen größeren Gegensatz zwischen Landbiozönosen als den zwischen den Lebensgemeinschaften bewaldeten und von Natur aus waldfreien Geländes.

c) Das Gipfelphänomen

Die Erscheinung des Gipfelphänomens ist vor allem von Scharfetter (1938, p. 138—139) untersucht und beschrieben worden. Es besteht darin, daß die auf freien Gipfelstandorten herrschenden klimatischen Verhältnisse von denjenigen der weiteren Umgebung stark abweichen und daß demgemäß auch die Vegetationsverhältnisse auf Gipfeln von denjenigen anderer Standorte gleicher Höhenlage sehr verschieden sind. Die Pflanzendecke des Gipfels ist dürrtiger als die gleich hoch gelegener Hangstandorte, sie erinnert an diejenige in größeren Höhen.

Die Standortbedingungen isolierter Gipfel weichen von denen ihrer Umgebung vor allem durch folgende Faktoren ab.

1. Der Gipfel ist trockener als der Hang, der nicht bloß das Niederschlagswasser, sondern auch das unterirdisch abfließende Wasser der Gipfelpartie empfängt.

2. Er ist den Winden aller Richtungen voll ausgesetzt. Die Windwirkung verstärkt die Trockenheit, indem sie die Verdunstung beschleunigt und als Schnee fallende Niederschläge zum Teil erst unterhalb des Gipfels zur Ablagerung kommen läßt.

3. Der Wind wirkt vegetationsfeindlich nicht bloß infolge seiner austrocknenden Wirkung, sondern auch wegen mechanischer Schädigung der Pflanzen. Da die höhere Vegetation stärker geschädigt wird als die niedrigere, lassen die Gipfelstürme keinen Baumwuchs aufkommen. Gipfelstandorte sind daher auch unterhalb der alpinen Waldgrenze vielfach natürliche Freilandstandorte, an denen zudem auch die Bodenvegetation häufig lückenhaft und erosionsgeschädigt ist.

4. Die lückenhafte Vegetation gewährt dem Boden unzulänglichen Erosionsschutz. Humus und feine Mineralteilchen werden von den Luftströmungen weggetragen oder vom Niederschlagswasser weggespült. Der Boden befindet sich in starker Umbildung, es fehlen reife Bodenprofile und dementsprechend reife Pflanzengesellschaften. Das dem Boden entströmende Kohlendioxyd wird ebenso wie das verdunstete Wasser weggeführt, so daß es nicht zu einem Kohlensäure- und Feuchtigkeitsstau in Bodennähe kommen kann.

5. Die Gipfelböden sind infolge Erosion und Auslaugung arm an mineralischen Pflanzennährstoffen und Humus. Je durchlässiger das Gestein ist, desto nährstoffärmer sind die Böden. Kalk und Dolomit weisen deshalb besonders extreme Verhältnisse auf.

Die Folge dieser Verhältnisse ist das Vorhandensein einer „pseudoalpinen Vegetation“ auf vielen Gipfeln unterhalb der Waldgrenze. Ebenso beherbergt, wie ich an anderer Stelle (Franz 1950) dargestellt habe, das Gipfelareal vieler Berge, die nicht über die orographische Waldgrenze emporragen, eine Fauna „alpinen“ Charakters. Wir werden uns auch mit dieser Erscheinung später noch eingehend zu befassen haben.

Wird auf exponierten, von Natur aus bewaldeten Gipfeln der Wald für Weidezwecke oder aus einem anderen Anlaß gerodet, so erfolgt eine rasche Degradierung von Vegetation und Boden. Es bildet sich sekundär waldfreies Areal, welches historisch und biozönotisch von natürlichem Freiland sehr verschieden ist.

d) Schnee- und Schneerand im Hochgebirge

Die Schneedecke schließt die Bodenoberfläche, die darauf wachsenden Pflanzen samt den hier lebenden Kleintieren von der Außenluft ab und schafft so ein Sonderklima, das für die Organismen eine um so größere Bedeutung hat, je länger die Schneebedeckung andauert. Die wichtigsten Elemente des Mikroklimas unter dem Schnee sind folgende:

Das Temperaturklima unter der Schneedecke ist viel ausgeglichener als das über ihr herrschende. Das Licht dringt, soweit es nicht reflektiert wird, nur wenig tief in die Schneedecke ein. Unter einer 25 cm mächtigen Schneedecke beträgt die Lichtintensität im Durchschnitt nur mehr 1% derjenigen an der Schneeoberfläche. Die Feuchtigkeit ist im Schnee und unter diesem stets sehr groß. Sie entspricht der Sättigung über Eis, die allerdings bekanntlich früher erreicht wird als über Wasser und nur bei 0° C gleich dieser ist. Die Gasdurchlässigkeit des Schnees ist zwar relativ groß, die Zusammensetzung des Gasgemisches unter der Schneedecke ist aber doch von derjenigen der Außenluft wesentlich verschieden. Im ganzen ergibt sich damit für das Mikroklima unter einer Schneedecke, daß dieses sehr ausgeglichen ist. Die gleichmäßig hohe Feuchtigkeit, das gleichmäßig kühle Temperaturklima, das Fehlen von Lichtkontrasten und die Ausschaltung der Windwirkung bedingen ein Gleichmaß der Klimaelemente, wie es uns in ähnlicher Form unter dem geschlossenen Kronendach der Hochwälder begegnet ist. Dieser Tatsache kommt eine große ökologische Bedeutung zu, auf die wir später noch näher eingehen müssen.

Vorherst aber muß hervorgehoben werden, daß die angeführten klimatischen Eigenschaften des Schnees, trotzdem sie allgemein gelten, entsprechend der starken Metamorphose, welche das Substrat im Laufe seiner Lagerung erfährt, doch recht beträchtlichen Schwankungen unterworfen sind. So ist die Lichtdurchlässigkeit einerseits in lockerem Pulverschnee und andererseits in durch Vereisung durchsichtig gewordenem Firn am größten, in nassem Schnee am geringsten. Porenvolumen und Gasaustausch sind im Pulverschnee viel größer als in nassem Schnee und die Temperatur kann während des Abschmelzens unter der Schneedecke bereits über 0° C ansteigen.

Im Winter beschränkt sich die biologische Wirkung der Schneebedeckung auf Frostschutz, Schutz vor Austrocknung und Erosionsschutz, drei Faktoren, die für die Pflanzenwelt von größerer Bedeutung sind als für die Tierwelt. Sobald aber das Leben in der Natur unter dem Einfluß der Erwärmung des Klimas erwacht, übt die Fortdauer der Schneebedeckung auf die Entwicklung der Organismen den allergrößten Einfluß aus. Setzen wir den Beginn der Vegetationsentwicklung im Durchschnitt der Jahre in niederen Höhenlagen mit dem 1. April, ihr Ende mit dem 15. Oktober an, rechnen wir also mit einer winterlichen Vegetationsruhe vom 15. Oktober bis zum 1. April, so müssen wir dort, wo die Andauer der Schneedecke über diesen Zeitraum hinausreicht, mit einer ganz anderen biologischen Wirkung des Schnees rechnen als dort, wo dies nicht der Fall ist. Der Einfluß der Schneedecke wird dabei ein um so größerer sein, je länger sie über den Zeitpunkt der thermisch bedingten winterlichen Vegetationsruhe hinausreicht. Am extremsten sind die Verhältnisse naturgemäß im Bereiche der

hochalpinen Schneetälchen und Schneeböden, deren Schneedecke bis in den Hochsommer andauert; wir wollen die dort herrschenden mikroklimatischen Bedingungen näher betrachten.

Unter dem schmelzenden Schnee der sommerlichen Schneeflecken des Hochgebirges herrscht eine gleichmäßige Temperatur von 0° C und wenig darüber. Der Boden unter der Schneedecke ist zu diesem Zeitpunkte fast nie gefroren, womit für thermisch anspruchslose Organismen, die in kleinen, engen Räumen und bei herabgeminderter Sauerstoffversorgung zu leben vermögen, die Voraussetzung für die Entfaltung ihrer Lebenstätigkeit gegeben ist. Diese vollzieht sich unter dem Schnee in einem extremen Sonderklima bei annähernd 100% rel. Feuchtigkeit, geringem Gasaustausch und außerordentlich herabgeminderter Lichtintensität. Diese ist nach Sauberer (1947, p. 153) im Durchschnitt in 1 cm Tiefe der Schneedecke derjenigen am Boden eines mittleren Föhrenwaldes, in 10 cm Tiefe derjenigen am Boden eines vollbelaubten alten Buchenwaldes, in 20 cm Tiefe derjenigen am Boden eines dichten jüngeren Fichtenbestandes vergleichbar. Die Schattenwirkung der Schneedecke ist demnach außerordentlich intensiv.

Unter dem schmelzenden Schnee entwickelt sich eine Synusie von Chionochoren, deren Zusammensetzung zuerst Gams (1927, p. 154 u. 200) beschrieben hat. Die hypochione Lebewelt besteht in erster Linie aus *Myxogasteres*, daneben aus verschiedenen Kleintieren, die teils die unter der Schneedecke in gärende Zersetzung übergehenden Vegetationsreste, teils die diese überziehenden Pilzhypphen verzehren, teils auch räuberisch von den Kleintieren leben, welche sich hier saprophag oder mykophag ernähren. Die saprobe und pilzfressende hypochione Kleintiergemeinschaft besteht wohl überwiegend aus Protozoen, Rotatorien, Nematoden sowie Collembolen und ist noch gänzlich unerforscht. Der Wechsel im Artenbestand der größeren Tierarten, vor allem der Schnecken und Käfer, mit der Vegetation in verschiedenen Schneetälchentypen läßt jedoch erwarten, daß auch die Artenkombination der kleinsten tierischen Chionochoren mit der Vegetation abändert.

Der Einfluß der Schneedecke auf das Mikroklima hält auch nach dem Abschmelzen noch eine Zeit lang an. Wie der Schmelzprozeß selbst Wärme bindet und daher auf die Umgebung des schmelzenden Schnees abkühlend wirkt, so verbraucht später die Verdunstung der Feuchtigkeit des mit Schmelzwasser durchtränkten Bodens weitere Wärme. Dadurch haben auch noch die Ränder der sommerlichen Schneeflecken im Hochgebirge ein thermisch relativ ausgeglichenes, humides Sonderklima, das sich von demjenigen der früh ausapernden Grasheiden und der oft auch während eines Teiles der Wintermonate schneefreien Felsenheiden außerordentlich unterscheidet.

Wir kommen mit dieser Feststellung auf die klimaausgleichende Wirkung der Schneedecke zurück. Sie schafft über der alpinen Baumgrenze lokalklimatische Verhältnisse mit einer an ein ozeanisches Großraumklima erinnernden Ausgeglichenheit in den jahres- und tageszeitlichen Schwankungen der einzelnen Klimafaktoren, während das früh ausapernde Gelände scharfe, kontinental anmutende Klimagegensätze aufweist, die durch die Bedingungen des Hochgebirgsklimas ins Extrem gesteigert sind. Der scharfe Gegensatz, den wir innerhalb des Waldgürtels zwischen dem Bestandesklima des Waldes und des Freilandes fanden, hat demnach im Hochgebirge eine Parallele im Gegensatz zwischen dem Mikroklima der früh ausapernden Felsen- und Grasheiden und den lange schneebedeckten Schneetälchen und Schneeböden.

e) Gestein und Boden

Das Klima der bodennahen Luftschicht hängt bekanntlich nicht nur von der Menge der zustrahlten Sonnenenergie, von den anfallenden Niederschlägen, den Windverhältnissen und anderen Elementen des Großklimas ab, sondern sehr wesentlich auch von den physikalischen Eigenschaften des Substrates, dessen Oberfläche Strahlung und Feuchtigkeit empfängt und abgibt. Reflexion, Absorption, spezifische Wärme, Wärmeleitfähigkeit, Wasserhaltevermögen und andere physikalische Eigenschaften der Böden und Gesteine bestimmen demnach besonders dort das Standortsklima wesentlich, wo nur eine niedere oder gar lückenhafte Vegetation den Boden bedeckt und dieser daher mit dem Luftraum in direkter Berührung steht. Das ist überall dort der Fall, wo nacktes Gestein ansteht oder niedere Vegetation vorherrscht, also in erster Linie im waldfreien Gelände, in Wiesen, Grasheiden, Mooren, in vegetationsarmem Ufergelände, in geringerem Ausmaße aber auch in lichten Heidewäldern und anderen lichten Gehölzen, wo die Sonnenstrahlen zum Boden Zutritt haben. Der Einfluß von Boden und Grundgestein auf das Mikroklima nimmt mit der Intensität der Strahlung im Gebirge bergwärts zu und erreicht in hochalpinen Lagen oberhalb der Baumgrenze ein Maximum. Dies und der Umstand, daß im Gebirge Gesteins- und Bodenbeschaffenheit auf kleinem Raume oft

außerordentlich wechseln, machen es notwendig, den Einfluß der Unterlage auf das Standortsklima kurz zu erörtern.

Das unterschiedliche thermische und hygrische Verhalten verschiedener Gesteine ist in der Literatur oft hervorgehoben, mit modernen Methoden aber erst von Lindroth (1949) eingehend untersucht worden. Dieser führte in Schweden beiderseits einer Verwerfungsspalte, an der kambro-silurischer Kalk und Granit in scharfer Grenzlinie auf annähernd ebener Fläche zusammenstoßen, vergleichende Kleinklimauntersuchungen durch, die zu folgendem Ergebnis führten. Der Kalk erwies sich als ein schlechterer Wärmeleiter als das Urgestein, er erreichte im Tagesgang der Temperatur niedrigere Maxima und höhere Minima als das Kristallin; er schuf somit hinsichtlich der Temperatur ein ozeanisches Mikroklima. Die größte thermische Verschiedenheit zwischen den beiden Gesteinsarten fand Lindroth dort, wo einerseits eine dünne Schicht loser Kalkablagerungen auf Kalkgestein und anderseits Silikatablagerungen auf Urgestein aufruhten. Die vorstehend mitgeteilten Beobachtungsergebnisse wurden beim Vergleich von Substraten gleicher starker Durchfeuchtung nach ausgiebigem Regen erzielt. Sie lieferten, wie Lindroth dargelegt, relativ geringe Temperaturdifferenzen, bei stärkerer Austrocknung des Bodens wären größere Unterschiede zutage getreten. Bei völliger Wassersättigung weisen nach Suenson (teste Lindroth) Granit, Gneis, Marmor und Kalk eine vollkommen gleiche Wärmeleitfähigkeit auf. Der Kalk gibt aber das ihm zugeführte Niederschlagswasser, wie die Erfahrung lehrt, viel rascher an den Untergrund ab als das Urgestein und Kalkschutt verdunstet überdies, wie Lindroth experimentell feststellte, auch mehr Feuchtigkeit als kristallines Verwitterungsmaterial. Dieses hygrische Verhalten bedingt nicht nur die bekannte größere Trockenheit des Kalkes, sondern setzt die Wärmeleitfähigkeit des Substrates gleichzeitig um so mehr herab, je wasserärmer dasselbe wird.

Lindroth hat im Anschluß an diese Feststellungen die Frage untersucht, welchen Einfluß der Kalk auf die Tiere ausübe. Nachdem er gezeigt hat, daß bei seinen Versuchstieren keine chemische, sondern eine klimatische Bevorzugung des Kalkes vorliege, kommt er zu dem Schlusse, daß die begünstigende Wirkung des Kalkes für das Organismenleben nicht so sehr in der Vermeidung hoher Extremtemperaturen als vielmehr in der durchschnittlichen Erhöhung der Minimumtemperaturen in den Kalkböden liege. Hieraus ergibt sich in der Tat eine Verlängerung der Vegetationsperiode und der Aktivitätsperiode wechselwarmer Tiere innerhalb des Jahreskreislaufes, ein Umstand, der sich besonders an der thermischen Existenzgrenze stenothermer Arten im Norden Europas und in den höheren Lagen der Alpen bemerkbar machen muß.

Ich bin allerdings der Ansicht, daß neben der durchschnittlichen Erhöhung der Minimumtemperaturen im Kalkboden noch ein zweiter thermischer Faktor, die stärkere Erwärmung seiner Oberflächentemperatur unter der Einwirkung der Insolation, eine nicht zu vernachlässigende biologische Rolle spielt. Lindroth hat nur die Erwärmung gleichgroßer Kalk- und Granitsteine unter Einwirkung der Sonnenstrahlung an ihrer Unterseite gemessen und festgestellt, daß sich ein annähernd würfelförmiges Granitstück infolge besserer Wärmeleitung unterseits etwas stärker erwärmt als das Vergleichsstück aus Kalk. Ich habe seinerzeit (Franz 1930, p. 170—171) im Gegensatz dazu die Temperatur der Oberseite gleichgroßer und gleichgeformter Handstücke von Gneis und Hauptdolomit gemessen. Dabei ergab es sich, daß sich der Dolomit, offenbar ebenso bedingt durch seine schlechtere Wärmeleitfähigkeit, unter der Wirkung der Insolation in einer Seehöhe von 1650 m (Davos) um 1,3° C höher erwärmte als das kristalline Vergleichsstück. Mit der stärkeren Erwärmung geht eine stärkere Strahlungswirkung Hand in Hand, wodurch nicht nur die Temperatur der angrenzenden Lufthaut erhöht wird, sondern auch die Körpertemperatur poikilothermer Tiere, die sich im Strahlungsbereich der Dolomitoberfläche befinden. Wie sich der Mensch bei 14—16° C Lufttemperatur in der Nähe eines Wärme ausstrahlenden Ofens wohl fühlen kann, während er bei 18° C, von kalten Wänden umgeben, fröstelt (vgl. Sauberer 1947), so verhält sich die Wirkung der wärmeren beziehungsweise kälteren Oberfläche im Freien auch den wechselwarmen Tieren gegenüber verschieden. Die warme Oberfläche sendet Wärmestrahlung aus und gestaltet die Wärmebilanz von Organismen, die in ihrem Wirkungsbereich liegen, positiv. An eine kalte Gesteinsoberfläche aber verlieren auch wechselwarme Organismen so lange Körperwärme und Strahlung, als sie wärmer sind als die Substratfläche. Bedenkt man, daß wechselwarme Tiere erst über gewissen Schwellenwerten der Körpertemperatur zur Aktivität gelangen, so sieht man ohne weiteres ein, daß diese Aktivitätsschwelle über Kalk- beziehungsweise Dolomitunterlage früher erreicht und überschritten wird als über kristallinem Gestein. Es ergibt sich daraus weiter, daß die Andauer der physiologisch wirksamen Temperatur im erstgenannten Falle eine längere sein wird als im zweiten.

Was eben für festes Gestein und Verwitterungsschutt gesagt wurde, hat auch für Böden Geltung. Es ist lange bekannt, daß der Temperaturgang an der Oberfläche und im Inneren verschiedener Böden beträchtliche Unterschiede aufweisen kann. Diese hängen mit der Korngröße, dem Wasserhaltevermögen, dem Porenvolumen, der Farbe, dem Profilaufbau und der Profilmächtigkeit der Böden, ganz besonders aber mit ihrer verschiedenen Wärmeleitfähigkeit zusammen. Diese ist nach Geiger (1950) für Moorboden nur halb so groß wie für Sandboden, nach Kreutz (1941) für Lehm größer als für Sand, für diesen wieder größer als für Humus, wobei der Autor leider keine genauen Angaben über den bei seinen Untersuchungen verwendeten Lehm, Sand und Humus gemacht hat. Solche Angaben wären aber für die Beurteilung der verschiedenen Substrate von großer Bedeutung, da sich zum Beispiel die verschiedenen Humusformen thermisch wie hygrisch ganz unterschiedlich verhalten. In dieser Hinsicht weichen nicht bloß die drei großen Gruppen von Landhumusformen, Rohhumus, Moder und Mull wesentlich in ihrem Verhalten voneinander ab, sondern es differieren auch noch, wie Hartmann (1944) gezeigt hat, verschiedene Ausbildungsformen derselben erheblich. So verhält sich der vorwiegend aus den Exkrementen von Arthropoden bestehende Feinmull hygrisch und auch thermisch ganz anders als der aus gröberen Aggregaten bestehende Krümmull, dem dank der Durchmischungstätigkeit der Regenwürmer bedeutende Mengen von Mineralsubstanz beigemischt sind. Der Feinmull nimmt in trockenem Zustande eine staubige Beschaffenheit an, er ist dann schwer benetzbar und erwärmt sich, wie die Erfahrung zeigt, oberflächlich viel stärker als Krümmull, der das Bodenwasser viel zäher festhält. Diese physikalischen Unterschiede erfahren noch dadurch eine Verschärfung, daß Feinmull ganz überwiegend den seichtgründigen, auch aus diesem Grunde zur Austrocknung neigenden Böden, eigen ist, während Krümmull nur in tiefgründigeren Böden zur Ausbildung gelangt.

Das extremste Mikroklima erzeugt der Moorboden. Die geringe Wärmeleitfähigkeit des Torfes bewirkt, daß die tagsüber an der Erdoberfläche aufgenommene Wärme sich nur langsam und in geringe Tiefe fortpflanzt. Der Moorboden absorbiert so zwar an seiner Oberfläche wegen seiner dunklen Farbe viel Wärme, er erwärmt sich oberflächlich unter der Wirkung der Sonnenstrahlen auch stark, vermag aber die Wärme nicht zu speichern, sondern gibt des nachts infolge intensiver Ausstrahlung sehr rasch große Wärmemengen ab. Es kommt deshalb über dem Moorboden sehr schnell zu starker nächtlicher Abkühlung und häufiger als anderwärts zur Unterschreitung des Gefrierpunktes. Moore sind stets lokalklimatische Extrempunkte; sie wirken bei klarem Ausstrahlungswetter als Kälteinseln, in denen es wegen des hohen Wassergehaltes des Moorbodens besonders leicht zu Nebelbildung kommt, an sonnigen und windstillen Tagen aber kann es im Moor außergewöhnlich heiß werden.

Literaturverzeichnis

- Aichinger, E.: Vergleichende Studien über prähistorische und historische Waldentwicklung zur Frage der postglazialen Wärmezeit und Klimaverschlechterung. Mitt. Herm.-Görling-Akademie d. Deutschen Forstwissenschaft 1, 1943, 80—105.
- Grundzüge der forstlichen Vegetationskunde. Sonderfolge der Berichte der forstw. Arbeitsgemeinschaft an der Hochschule für Bodenkultur in Wien. Wien 1949, 200 S.
- Aigner, A.: Eiszeit-Studien im Murgebiet. Mitt. Nat. Ver. Steiermark 1905, 22—81.
- Ampferer, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Wien 1935, 177 S., XVI Taf. mit geol. Karte 1:25 000.
- Über das Quartär innerhalb der Alpen. Verh. III. Internat. Quartär-Konferenz, Wien 1938, 57—63.
- Backmund, F.: Der Wandel des Waldes im Alpenvorland. Eine forstgeschichtliche Untersuchung. Schriftenreihe Herm.-Görling-Akademie d. Deutschen Forstwissenschaft 4, 1941, 126 S.
- Beck, P.: Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclogae geol. Helvet. 26, 1933, 335—437, Taf. XIII—XIV.
- Beck v. Mannagetta, G.: Flora von Niederösterreich. Wien 1890—1893, X u. 1396 S.
- Böhm, A. v.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 35, 1885, 429—610, Taf. VIII und IX.
- Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abh. k. k. geogr. Ges. Wien 2, 1900.
- Büdel, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Berl. Geogr. Arb. 4, 1933 (a).
- Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. Mitt. Geogr. Ges. Wien 76, 1933 (b).
- Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundsch. 34, Heft 7—8 (Programmheft „Diluvialgeologie und Klima“), 1944, 482—516 mit 14 Text-Abb. und 2 Text-Taf.
- Neue Wege zur Eiszeitforschung. Erdkunde 3, 1949, 82—86.

- Conrad, V.: Anomalien und Isoanomalien der Sonnenscheindauer in den österreichischen Alpen. Beih. z. Jahrb. Zentralanstalt f. Meteorol. u. Geodynamik z. Jahrg. 1932, Wien 1938, 20 S.
- Conrad, V. und M. Winkler: Beiträge zur Kenntnis der Schneedeckenverhältnisse in den österr. Alpenländern. Gerlands Beitr. z. Geophys. 34, 1931.
- Cornelius, H. P.: Die eiszeitliche Vergletscherung im Semmeringgebiet. Ztschr. f. Gletscherkunde 21, 1933, 197—202.
- Die eiszeitliche Lokalvergletscherung in den Kalkalpen des Oberen Mürztals. Ztschr. f. Gletscherkunde 26, 1938, 258—276.
- Ein geologisches Relief des Rax-Schneeberggebietes. Sitz.-Anz. österr. Akad. Wiss. 1948, Nr. 3, 4 S.
- Dimitz, Ludw.: Die regionale Verteilung und der jährliche Gang der Windgeschwindigkeit in Österreich. Anhang 42. Jahrb. f. 1949 d. Zentralanstalt f. Meteorol. u. Geodynamik in Wien, Wien 1950, p. D 22-D 33.
- Dopsch, A.: Die älteste Wirtschafts- und Socialgeschichte der Bauern in den Alpenländern Österreichs. Oslo 1930, VIII und 181 S. 1 Karte.
- Dorno, C.: Klimatologie des Hochgebirges. Verh. klimatolog. Tagung Davos 1925, 130—140.
- Das Klima von Muottas-Muraigl (Oberengadin). Braunschweig 1927, X und 177 S., 1 Tabelle.
- Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördl. Alpenvorland. Augsburg 1930.
- Eberwein, R. und A. Hayek: Die Vegetationsverhältnisse von Schladming in Obersteiermark. Vorarb. pflanzengeogr. Karte von Österreich I. Abh. zool. bot. Ges. Wien 2/3, 1904, 28 S., 1 Karte.
- Eggler, J.: Die Pflanzengesellschaften der Umgebung von Graz. Repet. spec. nov. regn. veget. hrsg. v. Fedde, Beih. 73, 1933, 216 S., 5 Karten, 16 Taf.
- Favarger, L. und K. Rechinger: Die Vegetationsverhältnisse von Aussee in Obersteiermark. Vorarb. pflanzengeogr. Karte von Österreich III. Abh. zool.-bot. Ges. 3/2, 1905, 34 S., 1 Karte.
- Fessler, A.: Klimatographie von Österreich V. Klimatographie von Salzburg. Wien 1912, 87 S., 1 Karte.
- Firbas, F.: Eine glaziale Flora von Forlì, südlich von Ravenna. Rübel, Erg. internat. pflanzengeogr. Exkursion durch Mittelitalien 1934. Veröff. geobot. Inst. Rübel in Zürich, Heft 12, 13 p.
- Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. Bibliotheca botanica, Heft 112, Stuttgart 1935, 68 S.
- Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1, Allgemeine Waldgeschichte. Jena 1949, VIII u. 480 S. Bd. 2, Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. Jena 1952, 256 S.
- Franz, H.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Pokilothermen. Biol. Zentralbl. 50, 1930, 158—182.
- Prä- und interglaziale Relikte in der Bodenfauna der NO-Alpen. Verh. VIII. internat. Entom. Kongreß Stockholm 1948. Stockholm 1950 (a), 382—400.
- Bodenzoologie als Grundlage der Bodenpflege. Berlin 1950 (b), 317 S.
- Der „hochalpine“ Charakter der Felsenheidenfauna in den Ostalpen. Biologia generalis 19, 1951, 300—311.
- Gams, H.: Von den Follatères zur Dent de Morcles. Vegetationsmonographie aus dem Wallis. Beitr. geobot. Landesaufn. 15, Bern 1927, XII und 760 S., 1 Karte, 26 Taf.
- Die Geschichte der Lunzer Seen, Moore und Wälder. Internat. Rev. ges. Hydrobiol. und Hydrogr. 18, 1927, 305—387.
- Die klimatische Begrenzung von Pflanzenarealen und die Verteilung der hygrischen Kontinentalität in den Alpen. Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1931—1932, 1 Karte.
- Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Eclogae geol. Helvet. 28, 1935, 1—30, VII Taf.
- Aus der Geschichte der Alpenwälder. Jahrb. D.-Ö. Alpenverein, 1937, 1—14.
- Die Höhengrenzen der Verlandung und des Moorwachstums in den Alpen. Abh. nat. Ver. Bremen 32, 1942, Tacke-Heft p. 115—133, Taf. 3—8.
- Das Ibmer Moos. Jahrb. oberösterr. Musealver. 92, 1947, 1—48, Fig. 11—17.
- Die Fortschritte der alpinen Moorforschung von 1932—1946. Österr. bot. Ztschr. 94, 1947, 235—264.
- Die Allerödschwankung im Spätglazial. Ztschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie 12, 1950, 162—171.
- Geiger, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 3. neubearb. Auflage. Braunschweig 1950, Die Wissenschaft, Bd. 78, VII und 460 S.
- Gerabek, K.: Die Grundwasserverhältnisse und Quellen Österreichs und ihre Bedeutung für die Wasserwirtschaft. Österr. Wasserwirtschaft 1, 1949, 12 p.
- Götzinger, G.: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. III. Internat. Quartär-Konferenz Wien 1936. I. Teil VI und 148 S., 13 Taf.
- Eiszeitwerk im Dürrensteingebiet. Nachrichten des Deutschen Alpenvereins, Zweig Hochwacht, Jahrg. 1938, Nr. 11—12, p. 5—6, Jahrg. 1939, Nr. 1—2, p. 5—6 und Nr. 3—4, p. 5—6.
- Weitere glazialgeologische Beobachtungen im Bereiche des eiszeitlichen Traungletschers. Akad. Anz. Akad. Wiss. Wien, Sitz. math.-nat. Klasse Nr. 2, 1941, p. 1—8.
- Graul, H.: Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Floßbach-Mindel. Jahrb. Naturforsch. Ges. Augsburg 2, 1949.
- Graul, H., J. Schaefer und F. Weidenbach: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte vom 3.—5. September 1950. In: Hundertjahrfeier des Bayr.-Geol. Landesamtes, September 1950 (Festvorträge und Exkursionsberichte). Geologica bavarica Nr. 6, München 1951, 91—120.
- Gretschy, G.: Die Sukzession der Bodentiere auf Fichtenschlägen. Veröff. Bundesanst. f. alp. Landw. Admont, 6, 1952, 25—85.
- Griesseier Helmut: Der Verlauf der meteorologischen Elemente in Graz (1901—1930). Dissertation, Graz 1948.
- Hann, J.: Klimatographie von Österreich. I. Niederösterreich. Wien 1904.
- Hartmann, F.: Waldhumusformen. Ztschr. f. d. ges. Forstwesen 76, 1944, 39—70.

- Hauptmann, L. und F. Heritsch: Die eiszeitliche Vergletscherung der Bösensteingruppe in den Niederen Tauern. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I. Abt. 117, 1908, 405—437, 1 Karte.
- Hayek, A.: Flora von Steiermark. 2 Bde. Berlin 1908—1914, 1271 und 865 S.
- Hegi, G.: Illustrierte Flora von Mitteleuropa. 7 Bde. München und Wien, 1906—1931.
- Held, J. R.: Temperatur und relative Feuchtigkeit auf Sonn- und Schattenseite in einem Alpenlängstal. Meteorol. Ztschr. 1941, S. 398.
- Heritsch, F.: Geologie von Steiermark. Mitt. nat. Ver. Steiermark 57, 1921, 224 S., 1 Karte.
- Hofmann, E., W. Kühnelt und J. Pia: Immergrüne Eichen im Alluvium Niederösterreichs. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I., 143, 1934, 293—298, Taf. I und II.
- Holdhaus, K.: Die geographische Verbreitung der Insekten. In: Handbuch der Entomologie, hrsg. v. Chr. Schröder, Bd. 2, Jena 1929, 592—1057, 1 Karte.
- Hydrographischer Dienst in Österreich: Die Niederschläge in Österreich. Mittlere Monats- und Jahressummen für die Jahresreihe 1896—1930 (Normalzahlen), Wien 1947, 73 S.
- Kerner v. Marilaun, A.: Das Pflanzenleben der Donauländer. Innsbruck 1863, XVI und 348 S.
- Klehelsberg, R. v.: Die heutigen Schneegrenzen in den Ostalpen. Ber. naturwiss. med. Ver. Innsbruck 1939 bis 1946, 9—32.
- Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bde. Wien 1948—1949, IX und 1028 S.
- Klein, R.: Klimatographie von Österreich. III. Klimatographie von Steiermark. Wien 1909, 194 S., 1 Karte.
- Kluthe, R.: Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. Erdkunde 5, 1951, 274—283.
- Knapp, R.: Vegetationsaufnahmen von Wäldern der Alpenostrand-Gebiete (Einführung und 6 Teile). Halle a. Saale 1944 (hektographiert vervielfältigt).
- Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938, V u. 204 S., 1 Taf.
- Kraus, G.: Boden und Klima auf kleinem Raum. Versuch einer exakten Behandlung des Standorts auf dem Wellenkalk. Jena 1911, VI und 184 S., 7 Taf.
- Krause, Joh.: Beiträge zum Problem wiesenartiger Halbkulturpflanzenvereine I. Biologie der Pflanze 24, 1936, 50—111.
- Krebs, Norb.: Die Ostalpen und das heutige Österreich. Stuttgart 1928, 1. Bd. XIII und 330 S., 2. Bd. X und 496 S., 39 Taf. und Karten.
- Kreutz, W.: Beitrag zur Erforschung des Boden- und bodennahen Klimas im Emslandmoor in Anlehnung an Bedürfnisse der Praxis. Journal f. Landw. 89, 1940, 81—112.
- Schutzwirkung der Schneedecke. Ztschr. f. angew. Meteorol. 58, 1941, 305—314.
- Der Jahresgang der Temperatur in verschiedenen Böden unter gleichen Witterungsverhältnissen. Ztschr. f. angew. Meteorol. 60, 1943, 65—76.
- Kümel, Friedr.: Eiszeitlicher Brodelboden in Niederösterreich und im Burgenland. Verh. geol. Bundesanstalt, Jahrg. 1937, 108—112.
- Lagler, E.: Oberösterreichs Landwirtschaft in Zahlen 1939—1945. Wien 1946, 72 S.
- Lauscher, Fr.: Grundlagen des Strahlungsklimas der Lunzer Kleinklimastationen. Beih. Nr. 4 z. Jahrb. f. 1931 d. Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik in Wien, Wien 1937, 24 S.
- Neue klimatische Normalwerte für Österreich. I. Temperaturmittel, Niederschlagsmenge und Temperatur-extreme. II. Bewölkung, Tage mit verschiedenen meteorolog. Ereignissen, Starkregen, Schneeverhältnisse. Beih. Nr. 5 z. Jahrb. Zentralanstalt f. Meteorologie und Geodynamik z. Jahrg. 1932, Wien 1938, 20 und 28 S., 1 Karte.
- Mückentanz und Windschutz. Bioklim. Beiblätter 1939, Heft 4.
- Normalwerte der relativen Feuchtigkeit in Österreich. Wetter und Leben 1, 1949, 289—297.
- Lichtenecker, N.: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. III. internat. Quartär-Konferenz Wien 1938, 139—147, 2 Karten.
- Losert, H.: Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte Innerböhmens. III. Das Spätglazial bei Lissa. Hrabanov. Beih. Bot. Centralb. 60, 1940, Abb. B., 415—436.
- Lüdi, W.: Mikroklimatische Untersuchungen zu einem Vegetationsprofil in den Alpen von Davos II. Ber. Geobot. Inst. Rübel in Zürich f. d. Jahr 1937, Zürich 1938, 20—39, Taf. 3.
- Die Pflanzengesellschaften der Schinigeplatte bei Interlaken und ihre Beziehungen zur Umwelt. Veröff. Geobot. Inst. Rübel in Zürich, 23, 1948, 400 S.
- Morton, F.: Die Mooswälder im Echerntale bei Hallstatt. Mitt. Deutsch. Dendrolog. Gesellsch. 53, 1940, 151—158, Taf. 26—34.
- Die *Juniperus sabina*-Bestände bei Pürgg. Mitt. Deutsch. Dendrolog. Gesellsch. Nr. 53, 1940, 223—228, Taf. 58—60.
- Vorarbeiten zu einer Pflanzengeographie des Salzkammergutes. I. Südexponierte Hänge am Altaussee- und Wolfgangsee und am Gangsteig. Törlach (Schafberggebiet). Westexponierte Hänge am Traunstein. Arb. bot. Station Hallstatt Nr. 67, 1947, 13 p.
- Vorarbeiten zu einer Pflanzengeographie des Salzkammergutes. II. Hochgipfel-Floren aus dem Dachstein-gebiete. Arb. bot. Station Hallstatt Nr. 68, 1947, 5 p.
- Vorarbeiten zu einer Pflanzengeographie des Salzkammergutes. III. Der Plassenstock. Arb. bot. Station Hallstatt Nr. 69, 1947, 30 p.
- Nevole, J.: Das Hochschwabgebiet in Obersteiermark. Vorarb. pflanzengeogr. Karte Österreichs V. Abh. zool.-bot. Ges. Wien 4/4, 1908, 42 S., 1 Karte.
- Die Vegetationsverhältnisse der Eisernerzer Alpen. Vorarb. pflanzengeogr. Karte Österreichs VIII. Abh. zool.-bot. Ges. Wien 7/2, 1913, 35 S., 1 Karte.

- Österreichisches statistisches Zentralamt: Ergebnisse der landwirtschaftlichen Statistik in den Jahren 1937—1944. Beiträge zur österr. Statistik, Heft 3, Wien 1948, XV und 205 S.
- Penck, A.: Europa zur letzten Eiszeit. Landeskundl. Forschungen, Festschrift Norb. Krebs, Stuttgart 1936, 222—237.
- Penck, A. und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig 1909, XVI und 1199 S. und zahlreiche Karten.
- Pirchegger, H.: Das steirische Eisenwesen bis 1564. Graz 1937, 164 S., 1 Karte.
- Das steirische Eisenwesen von 1564—1625. Graz 1939, 152 S., 1 Karte.
- Poser, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde 2, 1948 (a), 53—68, 6 Kartenskizzen.
- Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften 35, 1948 (b), 269—275, 307—312.
- Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. Erdkunde 4, 1950, 81—88.
- Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter und Gegenwart 1, 1951, 27—55.
- Poser, H. und J. Hövermann: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abh. Braunschweig. wiss. Ges. 3, 1951, 61—115, 14 Textabb.
- Prohaska, F. und Chr. Thrams: Neue Untersuchungen über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke. Helvetia physica Acta 13, 1939, 21—44.
- Rathschüler, E.: Über die Änderung des Tagesganges der Luftfeuchtigkeit mit der Höhe im Gebirge. Arch. f. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol. Ser. B, 1, 1949, 17—31.
- Der Einfluß eines Wasserfalles auf die Luftfeuchtigkeit der Umgebung. Arch. f. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol. Ser. B, 1, 1949, 108—114.
- Richter, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Erg.-Heft Nr. 132, Gotha 1900.
- Rohrhofer, J.: Das „Labmoa“ — ein vorläufiger Beitrag zur Phaenologie der Rotbuche. Natur und Land 35/4, 1949, 76—77.
- Rosenkranz, F.: Die thermische Begünstigung gewisser Höhenstufen und deren Auswirkung auf phänologische Phasen. Wetter und Leben 1, 1948, 104—105.
- Sarnthein, R.: Pollenanalytische Untersuchungen in Kärnten. Carinthia II, 136, 1947, 111—129, 3 Diagrammbeilagen.
- Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. II. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. Beih. Bot. Centralblatt 60, 1940, 437—492. III. Kitzbüheler Alpen und unteres Inntal. Österr. Bot. Ztschr. 95, 1948, 1—85.
- Sauberer, F.: Über die Entstehung des Grasfrostes. Bioklim. Beibl. 4, 1937, S. 174.
- Studien über das Lichtklima des Waldes. Österr.-bot. Ztschr. 87, 1938.
- Temperatur- und Feuchtemessungen in Bergwäldern. Centralbl. f. d. ges. Forstwesen 67, 1942.
- Über die Schneedeckenverhältnisse Niederösterreichs und das Mikroklima im Schnee. Zentralbl. f. d. ges. Forst- und Holzwirtschaft 70, 1947, 138—157.
- Wetter, Klima und Leben. Sammlung Biologie Bd. 3, Wien 1947, 120 S.
- Kleinklimatische Niederschlagsuntersuchungen im Lunzer Gebiet. Umwelt (Wien) 1, 1948, 410—415.
- Niederschlagsmessungen am Nordhang des Kleinen Hetszkogels. Wetter und Leben 1, 1949, 297—302.
- Sölch, Joh.: Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde, Stuttgart a1, 1917, 307—484.
- Százdeczky-Kardoss, E.: Pleistozäne Strukturbodenbildungen in den ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. Földtani Közlöny 66, 1936.
- Schachinger, A.: Der Wienerwald. Eine landeskundliche Darstellung. Forschungen z. Landeskunde von Niederösterreich. Bd. 1—2, Wien 1934, VI und 510 S., 16 Taf.
- Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich (mit Beiträgen von R. Grill, F. Heritsch-O. Kühn, R. Janoschek, F. X. Schaffer, R. Schwiner, E. Spengler, L. Waldmann, A. Winkler-Hermaden). 2. Auflage. Wien 1951, 810 S. und 5 Karten.
- Schedler, A.: Die Temperaturverhältnisse von Österreich, dargestellt durch Andauerwerte über bestimmte Temperaturschwellen. Beih. z. Jahrb. Zentralanstalt f. Meteorol. und Geodyn. z. Jahrg. 1932. Wien 1938, 5 S., 3 Tab., 6 Karten.
- Scherf, E.: Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns der großen ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung, insbesondere der Alkalibodenentstehung. Jahresber. kgl.-ung. geol. Landesanst. f. d. Jahre 1925—1928, Budapest 1937, 1—37, 1 Taf.
- Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. Verh. III. internat. Quartär-Konferenz. Wien 1938, p. 237—247.
- Schimitschek, E.: Urwald Rothwald, Führer zur Exkursion 1948 des niederösterr. Forstvereines. Wien 1948, 19 S.
- Schmid, E.: Die Reliktföhrenwälder der Alpen. Beitr. geobot. Landesaufn. d. Schweiz, Heft 21, 1936, 190 S., 1 Karte.
- Schubert, J.: Verdunstungsmessungen an der Küste, im Flach- und Berglande, in Nadel- und Buchenwäldern. Verh. klimatol. Tagung in Davos 1925, 127—129.
- Schwarz, Th.: Klimatographie von Österreich. Klimatographie von Oberösterreich. Wien 1919.
- Steinhauser, F.: Die Zunahme der Intensität der direkten Sonnenbestrahlung mit der Höhe im Alpengebiet und die Verteilung der Trübung in den unteren Luftschichten. Meteorol. Z. 1939, 172—181.
- Die Schneehöhe in den Ostalpen und die Bedeutung der winterlichen Temperaturinversion. Arch. f. Meteorol., Geophys. und Bioklimatologie, Ser. B, 1, 1949, 63—74.

- Strykowski, W.: Zur Morphologie der Paßlandschaft von Mariazell. Mitt. Geogr. Ges. Wien 80, 1937, 105—118.
- Tollner, H.: Zum Problem Eishaushalt und Niederschlag im Hochgebirge. Mitt. geogr. Ges. Wien 90, 1948, 3—12.
- Die Depression ostalpiner Firngrenzen von 1947 auf 1948. Mitt. geogr. Ges. Wien 91, 1949, 1—6.
- Der Einfluß großer Massenerhebungen auf die Lufttemperatur und die Ursachen der Hebung der Vegetationsgrenzen in den inneren Ostalpen. Arch. f. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol., Ser. B., 1, 1949, 347—372.
- Trabert, W.: Isothermen von Österreich. Denkschr. Wiener Akad. 73, 1901.
- Trapp, E.: Untersuchungen über die Verteilung der Helligkeit in einem Buchenbestand. Bioklim. Beibl. 4, 1938.
- Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geolog. Rundsch. 34, Heft 7—8 (Programmheft „Diluvialgeologie und Klima“), 1944.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde 1, 1947, 162—175.
- Tschermak, L.: Die Verbreitung der Rotbuche in Österreich. Ein Beitrag zur Biologie und zum Waldbau der Buche. Mitt. forstl. Versuchsw. Österr. 41. Heft. Wien 1929.
- Die wichtigsten natürlichen Waldformen der Ostalpen und des heutigen Österreich. Forstl. Wochenschr. Silva 23, 1935, 393—407, 1 Karte.
- Gliederung des Waldes der Reichsgaue Wien und Niederdonau in natürliche Wuchsbezirke. Centralbl. ges. Forstwesen 66, 1940, 25—35.
- Gliederung des Waldes der Reichsgaue Salzburg und Oberdonau in natürliche Wuchsbezirke. Centralbl. ges. Forstwesen 66, 1940, 73—87.
- Die Tannenfrage im Wienerwald. Centralbl. ges. Forstwesen 67, 1941, 135—151.
- Beitrag zur Kenntnis der Zirbenstandorte. Mitt. Herm.-Göring-Akad. Deutsch. Forstwissenschaft. 1, 1942, 143—171.
- Vetters, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Wien 1937, 351 S.
- Vierhapper, F.: Zur Kenntnis der Bergkiefer (*Pinus montana*) in den östlichen Zentralalpen. Österr. bot. Ztschr. 64, 1914, 369—407.
- Die Pflanzendecke Niederösterreichs. Heimatkunde von Niederösterreich. Heft 6, Wien 1921.
- Pflanzensoziologische Studien über Trockenwiesen im Quellgebiete der Mur. Österr. bot. Ztschr. 74, 1925, 153—178.
- Vegetation und Flora des Lungau (Salzburg). Vorarb. pflanzengeogr. Karte Österreichs XIV. Abh. zool. bot. Ges. Wien 16/1, 1935, 289 S., 1 Karte.
- Wagner, Heinz: Die Trockenrasengesellschaften am Alpenostrand. Eine pflanzensoziologische Studie. Denkschr. Akad. Wiss., Wien, mathem.-nat. Kl. 104, 1941, 81 S., Taf. 1.
- Weidenbach, F.: Bildungsweise und Stratigraphie des Diluviums in Oberschwaben. N. Jahrb. Mineral. Beil. Bd. 78, Abt. B, 1937.
- Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. Jahreshefte Geol. Abt. Württ. statist. Landesamt 1, 1951 (a), 120—127.
- Geologische Exkursionen in das Quartär des nördlichen Alpenvorlandes. Ztschr. Deutsch. Geol. Ges. 102/II, 1951 (b), 317—327.
- Weinmeister, B. und F. Morton: Vorarbeiten zu einer Pflanzengeographie des Salzkammergutes. X. Der Sonnstein am Traunsee. Arb. bot. Stat. Hallstatt Nr. 80 (Rübelfestschrift), 1947, 42 p., 3 Skizzen.
- Werneck-Willingrain, H. L.: Der Pflanzenbau in Niederösterreich auf naturgesetzlicher Grundlage. Leipzig-Zürich-Wien 1924, 47 S., 6 Taf.
- Die naturgesetzlichen Grundlagen der Land- und Forstwirtschaft in Oberösterreich. Versuch zu einer Pflanzengeographie und -ökologie. Jahrb. oberöstr. Musealver. 86, 1935, 166—440, 1 Statistik, 30 Karten.
- Ur- und frühgeschichtliche Kultur- und Nutzpflanzen in den Ostalpen und am Rande des Böhmerwaldes. Schriftenreihe oberöstr. Landesbaudirektion Nr. 6, Wels 1949, 288 S.
- Die naturgesetzlichen Grundlagen des Pflanzen- und Waldbaues in Oberösterreich. Ebenda Nr. 8, Wels 1950, 358 S., 48 Karten.
- Wiesböck, T.: Die Terrassen des unteren Murtales. Mitt. geogr. Ges. Wien 86, 1943, 225—227.
- Wimmer, Chr.: Pflanzengeographische Karten in: Burgenland 1921—1938. Ein deutsches Grenzland im Südosten. Wien 1941, p. 10—11 und Atlas p. 13—14, Karte 1—3.
- Winkler-Hermaden, A. v.: Geologie und Bodenwirtschaft im Grabenland und unteren Murgebiet (Gau Steiermark). Mitt. geogr. Ges. Wien 86, 1943, 147—171, 1 Karte, Taf. V—VIII.
- Wissmann, Herm.: Das Mitter Ennstal. Leipzig 1927, 144 S., 1 Karte.
- Zumpfe, H.: Obersteirische Moore. Mit besonderer Berücksichtigung des Hechtenseegebietes. Vorarb. pflanzengeogr. Karte Österr. XIII. Abh. zool.-bot. Ges. Wien 15/2, 1929, 100 S., 6 Taf., 1 Karte.

Tabelle 1.

**Durchschnittstemperaturen in Österreich für die einzelnen Monate und bestimmte Seehöhen
(Normalwerte 1881—1938), (nach Lauscher 1938)**

Seehöhe	Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
100	-	0,9	0,5	5,2	9,8	15,1	18,0	20,1	19,1	15,2	9,8	4,5	0,9	9,5
200	-	1,4	0,1	4,8	9,3	14,5	17,5	19,5	18,4	14,6	9,4	3,9	0,3	9,0
300	-	2,0	- 0,2	4,3	8,8	13,9	16,9	18,9	17,8	14,1	8,9	3,3	- 0,3	8,5
400	-	2,5	- 0,7	3,8	8,2	13,3	16,4	18,3	17,2	13,6	8,5	2,8	- 0,9	8,0
500	-	3,3	- 1,2	3,3	7,7	12,8	15,8	17,7	16,7	13,2	8,1	2,3	- 1,4	7,5
600	-	3,5	- 1,8	2,8	7,1	12,2	15,2	17,1	16,2	12,7	7,6	1,9	- 2,0	7,1
700	-	3,9	- 2,1	2,3	6,5	11,6	14,7	16,6	15,6	12,3	7,2	1,4	- 2,4	6,7
800	-	3,9	- 2,4	1,8	5,9	11,0	14,0	16,0	15,1	11,8	6,8	1,1	- 2,5	6,4
900	-	3,9	- 2,5	1,3	5,4	10,4	13,3	15,4	14,4	11,4	6,6	0,8	- 2,7	6,0
1000	-	3,9	- 2,9	0,3	4,2	9,8	12,7	14,8	14,1	11,0	6,3	0,6	- 2,8	5,7
1100	-	3,9	- 2,9	0,3	4,2	9,3	12,0	14,2	13,6	10,5	6,1	0,5	- 2,9	5,3
1200	-	3,9	- 3,1	- 0,1	3,6	8,6	11,4	13,6	13,1	10,0	5,8	0,3	- 3,0	4,9
1300	-	4,0	- 3,4	- 0,5	3,1	8,0	10,7	13,0	12,6	9,5	5,4	0,1	- 3,2	4,5
1400	-	4,1	- 3,8	- 1,0	2,5	7,3	10,0	12,4	12,0	9,0	5,1	- 0,1	- 3,4	4,0
1500	-	4,5	- 4,2	- 1,4	1,9	6,6	9,4	11,8	11,5	8,4	4,6	- 0,4	- 3,7	3,4
1600	-	4,9	- 4,7	- 2,1	1,2	5,9	8,7	11,2	10,9	7,8	4,0	- 0,8	- 4,2	2,8
2000	-	7,1	- 7,0	- 4,7	- 1,6	3,3	6,1	8,7	8,2	5,4	1,6	- 3,0	- 6,1	0,4
2500	-	12,4	- 12,6	- 11,2	- 4,8	- 0,1	2,2	5,4	5,0	2,4	- 1,4	- 5,6	- 8,6	- 2,7
3000	-	12,4	- 12,6	- 11,2	- 8,1	- 3,4	- 0,5	1,8	1,6	- 0,6	- 4,3	- 8,3	- 11,1	- 5,7

Tabelle 2.

Normalwerte der relativen Sonnenscheindauer (Prozente der effektiv möglichen) in den Ostalpen und den sie begrenzenden Ebenen für wachsende Seehöhe in den Monaten (Periode 1928—1935), (nach Conrad 1938)

m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
100	23	35	47	46	55	60	64	60	54	40	28	17
200	24	37	47	46	54	59	63	59	54	40	28	18
300	25	39	47	45	53	58	62	58	54	41	29	19
400	28	41	48	45	51	57	62	58	54	42	30	22
500	33	44	49	44	50	56	61	57	54	43	32	26
600	37	46	50	44	48	55	60	57	54	45	34	30
700	40	47	50	44	48	55	60	57	54	45	36	32
800	41	48	50	43	48	54	60	56	53	45	36	33
900	42	48	51	43	47	54	60	56	53	45	37	34
1000	43	49	51	43	47	53	59	56	53	34	38	36
1100	45	49	51	43	47	53	59	56	52	45	39	37
1200	46	49	51	43	47	53	59	56	52	45	39	38
1300	46	50	51	42	46	52	58	55	52	46	40	39
1400	47	50	50	42	46	52	58	55	51	46	40	40
1500	48	50	50	42	45	52	58	55	51	47	40	41
1600	48	51	50	41	44	51	58	54	51	47	41	42
1700	49	51	50	41	44	51	57	54	51	47	41	43
1800	49	51	50	40	43	50	56	53	50	47	41	43
1900	49	51	50	40	42	49	55	52	50	47	41	43
2000	49	52	50	39	41	48	54	51	49	47	41	43
2100	49	52	49	39	41	48	53	51	49	47	41	44
2200	49	52	49	38	40	48	52	50	48	47	41	44
2300	50	53	49	38	39	46	51	49	48	47	41	44
2400	50	53	49	37	39	45	50	48	47	47	41	44
2500	50	53	49	37	38	44	49	48	47	46	41	44
2600	50	53	49	36	37	44	48	47	46	46	41	44
2700	50	53	48	36	36	43	47	46	46	46	42	45
2800	50	54	48	35	36	42	45	45	45	46	42	45
2900	50	54	48	35	35	41	44	45	45	46	42	45
3000	50	54	48	34	34	40	43	44	44	46	42	45

Tabelle 3.

Normalwerte der relativen Feuchtigkeit in Österreich für einzelne Höhenstufen (nach Lauscher 1949)

Höhe (m)	Monat	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
0 ¹⁾		74	73	67	62	64	64	62	61 ¹⁾	63	71	78	77	68
250		79	77	71	66 ¹⁾	68	68	69	70	72	77	81	82	73
500		83	80	74	70 ¹⁾	71	72	73	75	78	81	83	85	76
750		82	80	75	71 ¹⁾	73	74	76	79	80	83	83	85	78
1000		79	77	74	70 ¹⁾	73	73	75	76	78	78	80	82	76
1500		71	70	71	69 ¹⁾	73	73	74	76	76	75	75	75	73
2000		68 ¹⁾	69	72	72	77	76	79	79	76	73	73	73	74
2500		74	73 ¹⁾	78	78	84	83	84	84	81	78	76	75	79
3000		81	79 ¹⁾	84	84	92	91	92	91	88	83	81	79 ¹⁾	84

¹ Extrapoliert.

Tabelle 4.

Normalwerte der „Andauer“ der Schneedecke in den österreichischen Alpen für das Höhenintervall von 200—2000 m (nach V. Conrad und M. Winkler 1931)

Höhe (m)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
200	37	38	39	40	41	42	43	44	45	45
300	47	48	50	51	52	54	55	56	57	59
400	60	61	63	64	66	67	68	70	71	73
500	74	76	77	79	80	82	83	85	86	88
600	89	90	92	93	95	96	97	99	100	102
700	103	104	105	106	107	108	108	109	110	111
800	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121
900	122	123	123	124	125	126	126	127	128	128
1000	129	130	130	131	131	132	133	133	134	134
1100	135	136	136	137	138	139	139	140	141	141
1200	142	143	143	144	144	145	145	146	146	147
1300	147	148	149	150	151	152	152	153	154	155
1400	156	157	159	160	162	163	164	166	167	169
1500	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179
1600	180	181	182	184	185	185	186	187	189	190
1700	192	193	194	194	195	196	197	198	198	199
1800	200	201	202	202	203	204	205	206	206	207
1900	208	209	210	210	211	212	213	214	214	215
2000	216									

Tabelle 5.

Beginn und Ende sowie Andauer in Tagen bestimmter Tagesmittel der Temperatur (nach Schedler 1938)

Gebiet	Höhe in m	0° C			5° C			10° C			15° C		
		Beginn	Ende	Andauer	Beginn	Ende	Andauer	Beginn	Ende	Andauer	Beginn	Ende	Andauer
Pongau, Flach- gau, Innviertel, Salzkammergut	200	20. 12.	5. 2.	47,5	17. 3.	7. 11.	234,6	23. 4.	10. 10.	170,5	23. 5.	8. 9.	
	400	13. 12.	14. 2.	63,3	25. 3.	3. 11.	222,3	30. 4.	5. 10.	158,5	5. 6.	30. 8.	
	600	6. 12.	23. 2.	79,1	3. 4.	30. 10.	209,9	7. 5.	30. 9.	146,5	18. 6.	22. 8.	
	800	29. 11.	4. 3.	94,9	11. 4.	25. 10.	197,5	14. 5.	25. 11.	134,6	1. 7.	13. 8.	
	1000	22. 11.	13. 3.	110,7	19. 4.	21. 10.	185,1	21. 5.	20. 9.	122,6	14. 7.	5. 8.	
	1200	15. 11.	21. 3.	126,4	27. 4.	17. 10.	172,7	28. 5.	15. 9.	110,7	—	—	
	1500	5. 11.	4. 4.	150,1	10. 5.	11. 10.	154,1	7. 6.	8. 9.	92,7	—	—	
Oberösterreich östl. der Traun, Enns- u. Ybbsgeb.	200	20. 12.	7. 2.	49,5	19. 3.	6. 11.	232,1	21. 4.	10. 10.	172,1	25. 5.	8. 9.	
	400	13. 12.	15. 2.	64,7	28. 3.	2. 11.	219,1	30. 4.	4. 10.	157,3	8. 6.	18. 8.	
	600	5. 12.	23. 2.	79,1	5. 4.	28. 10.	206,1	8. 5.	28. 9.	142,4	22. 6.	17. 8.	
	800	28. 11.	3. 3.	95,1	14. 4.	24. 10.	193,3	17. 5.	21. 9.	127,3	6. 7.	5. 8.	
	1000	21. 11.	11. 3.	110,4	22. 4.	19. 10.	180,3	25. 5.	15. 9.	112,6	20. 7.	25. 7.	
	1200	14. 11.	19. 3.	125,6	1. 5.	15. 10.	167,4	3. 6.	9. 9.	97,7	—	—	
	1500	3. 11.	31. 3.	148,4	13. 5.	8. 10.	148,0	16. 6.	30. 8.	75,3	—	—	
Niederöst. Vor- alpen u. Vorland östl. der Ybbs	200	23. 12.	8. 2.	47,0	19. 3.	7. 11.	233,0	22. 4.	11. 10.	172,2	24. 5.	9. 9.	
	400	17. 12.	15. 2.	60,8	27. 3.	3. 11.	220,5	29. 4.	5. 10.	158,2	6. 6.	30. 8.	
	600	10. 12.	23. 3.	74,7	4. 4.	29. 10.	208,1	7. 5.	28. 9.	144,1	19. 6.	21. 8.	
	800	4. 12.	2. 3.	88,5	12. 4.	25. 10.	195,6	15. 5.	22. 9.	130,1	2. 7.	11. 8.	
	1000	28. 11.	10. 3.	102,4	20. 4.	20. 10.	183,1	23. 5.	16. 9.	116,0	15. 7.	1. 8.	
	1200	21. 11.	17. 3.	116,2	28. 4.	16. 10.	170,7	31. 5.	10. 9.	102,0	—	—	
	1500	12. 11.	29. 3.	137,0	10. 5.	9. 10.	152,0	12. 6.	1. 9.	80,9	—	—	
Flußgebiet der Mur und Mürz	200	18. 12.	9. 2.	53,1	17. 3.	8. 11.	236,3	18. 4.	15. 9.	179,7	19. 5.	11. 9.	
	400	12. 12.	16. 2.	66,1	28. 3.	4. 11.	223,9	26. 4.	8. 10.	164,3	2. 6.	1. 9.	
	600	6. 12.	23. 2.	79,2	2. 4.	30. 10.	211,5	4. 5.	30. 9.	149,0	16. 6.	21. 8.	
	800	29. 11.	2. 3.	92,2	9. 4.	26. 10.	199,1	13. 5.	23. 9.	133,6	29. 6.	11. 8.	
	1000	23. 11.	9. 3.	105,3	17. 4.	21. 10.	186,7	21. 5.	16. 9.	118,3	13. 7.	31. 8.	
	1200	17. 11.	15. 3.	118,3	25. 4.	16. 10.	174,3	29. 5.	9. 9.	102,9	—	—	
	1500	8. 11.	26. 3.	137,9	7. 5.	9. 10.	155,7	10. 6.	29. 8.	79,9	—	—	

Tabelle 6.

Das Jahresmittel der Temperatur in den Jahren 1939—1949 und in der Periode 1881—1930

(Die infolge unvollständiger Registrierung unsicheren, durch Interpolation gewonnenen Werte sind in Klammern gesetzt.)

Gebiete	Stationen	Seehöhe m	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	Mittel von 1881—1930
Nördliches Vorland	Wien, Hohe Warte	203	9,8	7,5	8,3	8,6	10,0	9,5	10,4	10,2	10,1	10,4	10,5	10,3	10,6	9,2
	St. Pölten	273	(9,2)	6,8	7,6	7,9	9,2	9,1	9,8	9,2	8,8	9,2	9,2	9,2	9,3	8,6
	Sooss	280	(8,8)	(6,7)	(7,3)	(7,6)	(9,0)	8,2	(9,4)	(9,2)	(8,8)	8,8	8,8	9,0	—	8,2
	Petzenkirchen	252	(9,0)	(6,7)	(7,3)	(7,5)	(9,0)	(9,1)	(9,6)	(9,3)	8,9	9,2	9,2	9,3	9,5	8,6
	Amstetten	277	8,4	6,8	7,7	8,0	9,4	8,8	(9,6)	(9,4)	9,4	9,5	9,5	9,6	9,7	8,3
	Steyr-Christkindl	364	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,1	9,2	9,3	9,3	8,9
	Kremsmünster	390	8,3	6,7	7,3	7,7	9,1	8,4	9,1	9,0	8,9	8,9	8,9	9,2	9,1	8,3
	Gmunden	430	8,4	6,9	7,6	7,7	9,1	8,1	(9,0)	(8,9)	(8,8)	9,1	9,2	9,3	9,2	8,2
	Salzburg	420	8,2	6,5	7,2	7,3	8,8	7,7	(8,7)	(8,6)	8,7	8,9	8,9	8,9	8,9	8,6
Nördliche Voralpen und Bergstationen in diesen	Mariabrunn	226	9,0	7,0	7,8	7,9	9,0	8,8	(9,4)	(8,8)	(9,1)	9,7	9,9	9,8	10,1	8,2
	Eichgraben	300	(8,9)	(6,9)	(7,6)	(8,0)	(9,4)	(8,8)	(9,2)	9,2	9,2	9,2	9,5	9,5	9,8	8,2
	Lilienfeld	377	8,1	6,4	7,3	8,0	9,2	8,6	(8,8)	9,1	9,0	9,3	8,7	8,8	8,9	7,6
	Waidhofen a. Ybbs	358	8,1	6,5	7,3	7,6	8,5	7,9	8,7	8,5	8,5	8,7	8,7	8,9	8,9	7,7
	Kirchdorf a. Krems	432	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,6	8,7	8,7	—	8,0
	Ebensee	429	8,4	7,1	7,8	8,1	9,2	8,3	(9,0)	8,7	9,0	9,1	9,0	9,3	9,0	8,6
	Mondsee	488	7,7	6,4	6,9	7,3	8,3	7,4	(8,2)	(8,0)	8,8	8,9	(8,3)	—	—	7,9
	Hallein	450	(7,9)	(6,5)	(7,3)	(6,9)	(8,7)	(7,3)	(8,4)	(8,4)	(8,2)	8,6	(8,7)	8,9	8,9	8,2
	Schwarzau im Gebirge	612	6,8	5,2	(5,5)	6,1	7,1	6,2	(7,0)	6,8	7,0	7,5	7,1	7,3	7,6	6,6
	Mariazell	853	(5,5)	4,7	5,1	5,8	6,9	5,8	(6,2)	(5,9)	(6,4)	6,2	(6,4)	7,0	7,4	5,8
	Lunz am See	615	6,0	5,0	5,7	5,9	6,8	6,2	6,7	7,0	6,9	7,1	6,9	7,3	7,3	6,3
	Reichraming	380	—	—	—	—	—	7,9	8,4	8,5	8,4	8,6	8,6	8,9	8,8	7,8
	Bad Ischl	469	8,5	7,2	7,4	(7,7)	8,7	7,0	8,4	8,7	8,7	8,8	8,6	8,9	9,0	7,9
	Goisern	500	7,4	6,1	7,1	6,9	8,1	6,7	(7,8)	8,5	8,4	(8,2)	(8,0)	—	—	7,3
	Bürgeralpe bei Mariazell	1254	4,9	3,6	3,8	4,8	5,9	—	—	—	—	5,6	5,7	5,7	—	5,0
	Feuerkogel	1577	3,3	1,9	2,3	3,1	4,1	2,3	(3,5)	(3,7)	4,2	4,2	4,2	4,0	4,3	2,9
Nördliche Kalkhochalpen	Veitsch	708	6,2	5,1	5,8	6,1	7,0	6,0	6,8	—	6,6	6,9	6,8	7,2	7,2	6,4
	Eisenerz	737	6,9	5,8	6,6	7,3	8,4	7,1	8,0	8,1	8,1	8,3	7,3	7,8	8,2	6,6
	Windischgarsten	601	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,9	7,7	8,0	8,3	7,3
	Altaussee, Salzberg	954	6,3	4,9	—	—	6,5	5,0	—	—	—	6,8	7,1	6,6	6,9	6,1
	Hallstatt	525	7,6	6,4	7,0	7,5	8,6	7,3	—	8,7	9,0	8,9	(8,6)	8,9	8,9	7,5
	Präbichel	1230	—	—	—	—	(4,5)	4,0	—	—	4,5	4,6	4,3	4,8	4,4	3,8
	Kaiserau	1120	—	—	4,0	4,7	5,5	4,3	5,0	5,6	5,6	5,5	5,5	5,7	6,0	4,9
	Hollhaus	1609	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	3,5	3,5	3,6	2,4
	Ramsau	1278	5,3	4,2	4,5	5,1	5,6	4,3	5,5	—	5,6	5,5	5,4	5,5	5,5	5,1

Forts. Tab. 6.

Gebiete	Stationen	Seehöhe m	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	Mittel von 1881—1930
Salzach-, Enns- und Paltental	Bischofshofen	545	6,5	4,9	6,2	6,5	7,2	6,5	—	7,5	7,6	7,3	7,1	7,6	7,6	6,5
	St. Martin am Grimming	690	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,5	7,2	—	—	6,6
	Admont	648	5,6	4,6	5,5	5,7	6,6	5,5	—	6,9	6,9	7,1	6,8	7,2	7,4	6,2
	Hieflau	517	6,8	6,2	6,8	—	—	—	—	8,5	8,4	8,4	8,1	8,8	8,5	6,9
	Trieben	708	6,5	5,4	6,2	6,5	7,2	6,3	—	7,1	7,2	7,3	7,2	7,8	—	6,6
Mürz- und Mur- und Liesingtal	Mürzzuschlag	660	6,1	5,0	—	—	6,7	5,8	6,5	6,4	6,5	6,9	6,6	6,9	7,0	6,0
	Bruck a. Mur	483	7,6	6,5	6,8	7,1	8,5	7,8	—	—	8,2	8,8	8,5	8,4	8,8	7,8
	Leoben	532	8,1	7,7	7,3	7,7	8,9	8,4	8,8	8,6	8,7	8,8	—	—	—	8,3
	Neumarkt	842	6,6	5,8	5,3	6,4	7,0	6,5	7,1	6,8	6,6	6,8	6,4	6,7	6,7	5,7
	Tamsweg	1003	—	—	—	—	5,4	4,7	5,6	5,3	5,8	6,0	5,5	5,6	5,6	4,2
	Mautern	713	6,5	5,4	5,9	6,3	7,2	—	—	—	7,1	7,1	7,2	7,3	7,3	6,7
Zentral- alpen	Stolzalpe	1160	5,6	4,3	4,6	5,2	5,8	4,6	5,7	5,4	5,7	6,0	—	—	—	4,4
	Seckau	854	—	—	—	—	—	—	—	—	7,1	7,4	7,1	7,2	—	6,8
	Oberwölz	820	—	—	5,4	6,4	6,8	5,9	—	6,5	6,3	6,8	6,5	6,7	6,9	5,5
	St. Nikolai	1126	—	—	—	—	5,3	4,1	4,9	5,4	5,5	5,1	5,1	5,3	5,5	4,8
Östliche Voralpen und Grazer Bergland	Reichenau	487	—	—	—	—	8,3	8,0	—	8,5	8,3	8,9	8,8	9,0	9,0	8,5
	Semmering	1000	6,3	5,0	—	4,6	7,0	5,7	—	—	5,5	6,0	(6,1)	6,0	—	6,1
	Schöckl	1436	4,0	2,7	2,7	3,7	4,6	3,1	—	4,0	4,3	4,6	4,4	4,8	4,3	3,8
	Birkfeld	623	6,7	5,6	6,3	6,5	7,6	6,7	—	7,2	7,1	7,5	7,5	7,6	7,8	6,3
Östliches Vorland	Weiz	477	8,6	7,0	7,5	7,7	8,8	7,7	9,2	8,8	8,7	8,9	9,1	9,2	9,3	8,4
	Fürstenfeld	276	9,4	7,5	8,0	8,4	9,4	—	—	—	—	9,4	9,5	9,5	9,9	9,0
	Bad Gleichenberg	297	9,4	7,4	—	—	9,6	9,1	—	10,1	9,6	9,7	10,1	10,2	10,2	9,0
	Graz, Universität	369	9,2	7,6	8,0	8,4	9,7	9,0	—	9,4	9,1	9,1	9,5	9,8	8,8	8,8
	Wiener Neustadt	268	9,4	7,5	8,5	—	—	(9,6)	—	—	10,2	10,3	10,2	9,9	10,4	9,2

Tabelle 7.

Anomalien der Monatsmittel der Temperatur von den für die betreffende Seehöhe für ganz Österreich geltenden Durchschnittswerten
(vgl. Tabelle 1, nach Lauscher 1938)

Gebiete	Stationen	Seehöhe m	Monate	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Nördliches Vorland	Wien, Hohe Warte	203	0,3	0,1	-0,1	-0,2	-0,4	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1
	St. Pölten	273	0,0	-0,5	-0,5	-0,3	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,4	-0,1	-0,1	
	Kremsmünster	390	0,4	0,1	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,1	-0,1	0,0	0,2	0,2	
	Linz	306	1,0	0,2	0,0	0,0	-0,2	-0,1	0,0	0,1	0,2	-0,2	0,3	-0,2	0,2	
	Gmunden	430	1,4	0,8	0,0	-0,4	-0,9	-0,5	-0,6	-0,2	0,2	0,4	0,6	0,8	0,3	
	Salzburg	420	1,2	1,0	0,7	0,4	0,2	0,0	0,0	0,3	0,6	0,4	0,7	0,8	0,5	
Nördliche Voralpen	Lilienfeld	377	0,8	0,1	-0,3	-0,8	-0,9	-1,5	-1,6	-1,5	-1,1	-0,6	-0,1	0,5	-0,6	
	Mariazell	853	0,4	0,1	-0,2	-0,6	-1,0	-0,5	-0,7	-0,5	-0,4	0,2	0,7	0,5	-0,4	
	Lunz am See	615	0,2	-0,7	-0,4	-0,8	-1,0	-1,5	-1,7	-1,6	-1,3	-0,9	0,1	0,3	-0,7	
	Bad Ischl	469	1,0	0,5	0,0	0,0	-0,3	-0,5	-0,5	-0,3	0,1	0,3	0,5	0,6	0,2	
	Feuerkogel	1577	0,0	0,1	0,1	-0,2	-0,6	-0,2	-0,4	-0,3	-0,7	-0,6	0,2	0,0	-0,1	
Kalkhochalpen u. Grauwackenzone	Rax Seilbahn-Bergstation	1546	0,2	-1,2	-0,2	-0,6	-0,2	-0,1	-0,3	-0,4	-0,4	-0,7	-0,4	-0,2	-0,4	
	Präbichel	1230	-1,5	-1,1	-0,9	-1,1	-0,5	-0,2	-0,3	-0,5	-0,4	-0,9	-0,8	-1,1	-1,0	
	Altaussee	950	1,0	0,8	0,5	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,3	0,2	0,7	0,2	
Ennstal	Radstadt	856	-1,7	-1,1	-0,2	0,0	0,2	0,6	0,0	0,1	-0,5	-1,0	-0,4	-0,9	-0,3	
	Admont	648	-1,0	-1,1	-0,5	0,0	-0,2	-0,5	-1,0	-1,0	-0,7	-0,7	-1,4	-1,4	-0,8	
Murtal	Tamsweg	1003	-3,1	-1,8	-0,6	0,0	-0,7	0,4	-0,6	-0,5	-0,6	-1,5	-1,8	-2,8	-1,5	
	Neumarkt	827	-1,1	-0,2	-0,2	0,0	-0,3	-0,1	-0,4	-0,4	-0,4	-0,9	-0,2	-1,0	-0,6	
	Bruck a. Mur	480	-0,4	-0,4	0,2	0,2	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	-0,4	0,1	
Zentralalpen	Stolzalpe	1160	-1,0	0,4	-0,4	-0,1	-0,7	-0,1	-0,3	-0,1	-0,3	-0,4	-0,3	-0,6	-0,7	
	Seckau	854	0,5	0,6	0,7	0,8	0,7	1,1	1,0	1,0	0,6	0,5	0,5	0,3	0,6	
Grazer Bergland und östl. Voralpen	Schöckl	1436	0,2	-0,5	-0,1	-0,3	0,2	0,3	0,2	0,0	-0,1	-0,3	0,2	0,8	0,1	
	Birkfeld	623	-0,1	-0,4	-1,0	-0,7	0,3	-0,7	-0,5	-0,7	-0,9	-0,6	-0,5	-0,1	-0,7	
	Mönichkirchen	979	0,8	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,6	0,6	0,3	0,4	0,4	1,3	0,2	
	Semmering	1000	1,7	1,1	0,5	0,1	0,6	0,7	0,4	0,5	0,3	0,5	0,9	1,7	0,4	
Östliches Vorland	Graz	369	-0,3	0,1	0,1	0,4	0,1	0,4	0,2	0,4	0,4	-0,1	0,3	-0,1	0,5	
	Bad Gleichenberg	297	-0,4	0,0	0,5	0,5	0,2	-0,1	0,0	0,1	0,4	0,6	0,3	-0,1	0,4	
	Oberschützen	350	-0,1	0,1	-0,3	-0,2	0,1	-0,2	-0,4	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1	0,3	0,0	
	Wiener Neustadt	267	0,3	0,2	0,5	0,6	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3	0,3	0,4	

Tabelle 8.

**Die mittleren Monatsgradienten der Temperatur in Grad Celsius in verschiedenen Gebieten der Ostalpen
(nach Tollner 1949)**

Gebiete	Stationen	Monate	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Alpen- nord- rand	Untersberg (1692 m) — Salzburg (420 m)	0,25	0,39	0,54	0,63	0,63	0,64	0,60	0,57	0,52	0,41	0,34	0,25	0,48	
	Schafberg (1776 m) — Mondsee (482 m)	0,23	0,30	0,46	0,56	0,56	0,56	0,54	0,49	0,44	0,42	0,33	0,26	0,42	
	Feuerkogel (1577 m) — Gmunden (430 m)	0,31	0,40	0,49	0,57	0,54	0,58	0,57	0,54	0,56	0,45	0,33	0,33	0,46	
Kalk- hochalpen	Bürgeralpe (1267 m) — Mariazell (853 m)	0,10	0,34	0,51	0,58	0,65	0,65	0,60	0,53	0,48	0,43	0,33	0,19	0,46	
	Schneeberg, Baumgartnerhaus (1438 m) — Puchberg (700 m)	0,19	0,35	0,53	0,53	0,54	0,53	0,52	0,50	0,41	0,38	0,30	0,26	0,42	
	Rax, Karl-Ludwig-Haus (1601 m) — Payerbach (485 m)	0,37	0,32	0,53	0,63	0,65	0,67	0,64	0,61	0,56	0,49	0,46	0,36	0,54	
	Hollhaus (1609 m) — Gößl (710 m)	0,18	0,27	0,47	0,58	0,60	0,59	0,55	0,53	0,51	0,48	0,42	0,23	0,46	
Zen- tral- alpen	Stolzalpe (1160 m) — Murau (814 m)	0,00	0,35	0,64	0,81	0,93	0,90	0,90	0,84	0,70	0,38	0,38	0,00	0,58	
	Obertauern (1649 m) — Radstadt (856 m)	0,11	0,30	0,48	0,56	0,67	0,73	0,60	0,54	0,52	0,26	0,29	0,18	0,43	
	Hohentauern (1269 m) — Judenburg (745 m)	0,41	0,31	0,60	0,65	0,61	0,73	0,75	0,63	0,63	0,44	0,44	0,25	0,55	
Östliche Voralpen u. Grazer Bergland	Schöckl (1436 m) — Graz (369 m)	0,13	0,38	0,50	0,65	0,60	0,65	0,60	0,56	0,53	0,38	0,31	0,18	0,44	
	Semmering (1005 m) — Mürzzuschlag (676 m)	0,30	0,18	0,49	0,70	0,79	0,94	0,75	0,64	0,55	0,36	0,25	0,21	0,43	

Tabelle 9.

Tage mit Frost in einigen Orten des steirischen Ennstales

Ort	im Monat	In den Jahren											
		1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951
Admont	Jan.	31	31	31	31	29	31	31	31	26	27	31	27
	Febr.	29	28	28	27	26	23	28	28	23	27	27	23
	März	22	23	22	23	31	19	24	34	22	30	22	26
	April	13	15	12	13	12	(10)	18	17	6	11	9	18
	Mai	1	5	4	5	3	(3)	1	1	2	3	1	3
	Juni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Juli	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Aug.	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
	Sept.	0	0	0	0	1	1	5	1	0	0	0	1
	Okt.	9	9	0	6	7	9	24	20	9	3	13	15
	Nov.	19	26	15	29	26	23	28	12	16	18	23	19
	Dez.	30	31	30	27	29	27	31	25	31	30	31	30
Jahressumme:		154	168	142	161	164	(146)	190	170	135	198	157	162
Kaiserau	Jan.	— ¹	19	31	31	30	31	30	31	25	27	30	29
	Febr.	—	24	24	27	27	28	28	28	28	27	26	21
	März	—	18	22	23	31	22	20	22	25	28	18	26
	April	—	6	14	15	18	13	13	11	11	8	21	20
	Mai	—	0	5	4	11	5	0	0	1	5	0	2
	Juni	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Juli	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Aug.	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Sept.	—	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2
	Okt.	—	13	1	3	13	18	16	14	5	4	13	13
	Nov.	—	27	23	26	25	26	27	13	18	20	25	20
	Dez.	—	30	26	30	31	28	31	27	28	29	29	31
Jahressumme:		—	139	146	159	186	171	165	137	141	148	163	164
Mittl. Ennstal	Station:	Aigen	Aigen	Aigen	Aigen	Aigen	Stain.	Stain.	Stain.	St.Martin	St.Martin	St.Martin	Wörsch.
	Jan.	31	28	31	30	24	31	30	31	25	25	27	30
	Febr.	29	26	27	23	27	21	21	28	21	24	25	24
	März	21	18	21	24	30	16	23	19	16	28	19	23
	April	13	12	10	12	9	7	10	9	4	4	6	12
	Mai	1	2	3	1	2	2	0	0	1	1	0	1
	Juni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Juli	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Aug.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0 ²	0
	Sept.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
	Okt.	9	6	2	6	10	5	12	14	8	5	13	19
	Nov.	18	24	18	30	21	22	19	9	16	17	14	18
	Dez.	30	29	30	28	29	27	30	25	31	25	30	28
Jahressumme:		182	145	142	154	152	131	147	134	122	129	134	158

¹ — bedeutet, daß für den betreffenden Monat keine Beobachtungen vorliegen.² Für 1950 gelten die Werte ab August für Wörschach.

Tabelle 10.

Die Jahressummen der Sonnenscheindauer in Stunden in den Jahren 1939—1949

(Die infolge unvollständiger Registrierung unsicheren, durch Interpolation gewonnenen Werte sind eingeklammert.)

Gebiete	Stationen	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951
Nördliches Vorland	Wien, Hohe Warte	1779	1680	1749	1788	2112	1682	1930	2138	1995	1957	2048	1959	1896
	St. Pölten	1583	1332	1496	(1566)	1731	—	—	—	1953	1742	1719	1730	1608
	Soos	—	—	—	—	(1833)	1524	—	—	—	—	—	—	—
	Petzenkirchen	—	—	—	—	—	—	—	—	1941	1793	1854	1883	1777
	Amstetten	—	—	—	—	—	—	—	—	1883	1801	1869	1911	1750
	Kremsmünster	1760	1528	1652	1722	1846	1523	1866	1958	1986	1840	1845	1892	1703
	Gmunden	1574	1452	1447	1575	1693	1405	—	—	1848	1696	1749	1719	1582
	Salzburg	—	—	1555	1787	1871	1567	—	—	—	—	—	—	—
Nördliche Voralpen	Mariabrunn	1349	1299	1515	1624	1973	1578	—	—	—	—	—	—	—
	Mariazell	—	1172	1248	1448	1658	1310	—	—	—	—	—	—	—
	Lunz am See	1249	1143	1216	1250	1519	1134	1405	1535	1563	1463	1459	1456	1375
	Bad Ischl	—	—	—	—	—	—	—	1725	1704	1702	(1691)	1682	1611
	Reichramming	—	—	—	—	—	1223	—	—	1590	1438	1462	(1462)	1350
	Goisern	1506	1327	1339	1571	1579	1274	—	1581	1693	—	—	—	—
	Feuerkogel	1706	1538	1595	1842	1954	1482	—	—	1913	1896	1894	1845	1755
Nördl. Kalk- alpen	Hallstatt	—	—	884	997	1068	848	(1030)	1153	1156	1095	1078	1105	1033
	Ramsau	1815	—	1717	1920	1992	(1633)	—	—	—	—	—	(1843)	1780
Alpen- täler	Leoben	1586	1410	1381	1540	1768	1679	1743	1796	1719	1709	—	—	—
	Admont	1506	1255	1340	1457	1632	1349	—	—	1642	1575	1596	1663	1576
	Mariapfarr	1713	—	1739	1898	2007	1764	—	1979	—	1947	1931	1907	1710
Zen- tral- alpen	Stolzalpe	1654	1609	1593	1848	1972	1736	1845	1882	1768	1913	—	—	—
	Oberwölz	1695	1566	1588	1698	1910	1692	—	1852	1736	1836	1877	1836	1677
Östliche Voralpen u. Grazer Bergland	Reichenau	—	—	—	—	1732	1417	—	1773	1713	1784	1848	1823	(1680)
	Semmering	1439	1295	1396	—	1647	1340	—	—	—	—	—	1696	—
	Bruck a. Mur	1486	1406	1499	1518	1772	1626	—	—	—	—	—	—	—
	Schöckl	1901	1659	1629	1876	2157	1765	—	—	—	—	(2006)	(1905)	1593
Östliches Vorland	Bad Gleichenberg	1951	1779	1798	1814	2058	1772	—	—	1910	2011	2124	2042	1836
	Graz, Universität	1875	1697	1723	1751	2012	1793	—	2166	1950	2094	2252	2106	1820
	Wiener Neustadt	—	1584	—	—	2123	—	—	—	—	—	—	—	—
	Gumpoldskirchen	1702	1513	1658	1681	1996	1640	—	—	—	—	2091	1959	1790

Tabelle 11.

Anomalien der relativen Sonnenscheindauer (Prozente der effektiv möglichen) für die einzelnen Monate ausgedrückt als Differenz gegen die Normalprozente (Tabelle 2), (nach Conrad 1938)

Gebiete	Stationen	Seehöhe m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Nördliches Vorland	Wien Z.-A.	203	-4	-1	-1	0	4	4	1	1	3	1	-3	-3
	St. Pölten	263	-6	-4	-5	0	-2	0	-2	-3	-3	-2	-8	-1
	Strengberg	740	-2	0	-1	0	2	-3	2	0	2	5	3	-3
	Kremsmünster	390	-11	-1	-2	-3	-2	-4	-7	-5	-2	-9	-6	-8
	Wels	322	-13	-5	-4	-6	-5	-6	-7	-8	-5	-12	-9	-9
	Gmundner Berg	840	-12	-8	-3	-2	-1	-1	-5	-3	-4	-7	-2	-7
	Gmunden	430	-6	0	0	-2	-4	-3	-5	-4	-2	-6	-4	-4
	Ried im Innkreis	452	-8	-3	-1	0	3	0	0	-3	1	-6	-2	-2
	Salzburg-Flughafen	446	0	-3	-5	0	-1	0	-2	-8	-6	3	-4	-5
	Salzburg-Festung	542	2	1	0	-3	-6	-1	-4	-3	-3	-10	2	-8
Nördliche Voralpen	Lunz am See	615	-3	-4	-4	-7	-6	-9	-9	-10	-8	-6	-1	-6
	Mariazell	853	-15	-12	-6	-4	-6	-5	-6	-8	-7	-5	0	-10
	Windischgarsten	601	-20	-9	-7	-4	-3	-3	-8	-9	1	-1	4	3
	Gosau	500	5	1	2	-2	-2	-4	-6	-4	-2	0	9	5
	Bad Ischl	490	3	0	-1	-5	-1	-2	-6	-4	-3	-5	6	6
	Feuerkogel	1577	-6	-8	2	-3	-4	-4	-11	-6	-4	-10	-1	-3
Kalkhochalpen	Rax-Seilbahn	1546	-3	-11	-2	-12	-1	-1	-2	-4	-3	-4	-2	-7
	Ramsau	1100	5	3	3	2	-1	-2	-3	-2	1	-1	5	4
Enns- und Murtal	Gröbming	776	6	4	7	4	1	-1	-3	-3	-1	0	7	8
	Maria Pfarr	1120	-4	7	1	5	3	-1	-1	-1	-2	-2	-8	-10
	Teufnbach	750	5	2	3	0	-2	-1	-1	0	-5	-1	-1	0
	Leoben	524	-6	-9	0	-6	3	-2	1	0	-2	0	1	-2
	Bruck a. Mur	480	0	-2	0	-2	-2	-2	-1	0	-1	-5	-5	-3
	Frohnleiten	443	8	3	3	0	0	-3	1	1	1	0	1	8
Zentralalpen	Stolzalpe	1160	3	3	3	1	0	-1	0	0	1	2	0	2
	Oberwölz	837	3	1	0	-1	-2	-1	0	-4	-2	1	0	4
Östl. Voralpen und Grazer Bergland	Radegund	740	-6	1	-4	-3	0	-2	2	1	-5	-3	-2	-3
	Schöckl	1436	-1	-3	-2	-2	1	0	3	3	-1	-2	1	-2
	Sonnwendstein	1490	0	-5	2	2	0	-2	-1	1	1	-2	-3	0
	Semmering, Palace-H.	1013	4	-2	-1	-3	-2	-3	-3	-2	-1	0	2	-6
	Semmering-Kurhaus	875	3	-3	0	0	2	-3	1	0	-1	1	4	-3
	Breitenstein	880	4	-5	-1	-2	1	0	1	-3	-1	0	5	-4
	Schönau im Gebirge	505	3	-7	-5	0	3	0	1	3	-3	-4	2	-2
	Kirschschlag	415	2	7	3	6	1	2	1	4	1	7	7	-4
	Grimmenstein	780	0	-2	-2	9	2	1	0	1	0	0	3	-5
Östliches Vorland	Graz	369	-3	4	-3	-1	0	0	2	2	1	1	1	2
	Tobelbad	350	3	8	3	0	-1	6	6	5	4	5	5	7
	Pitten	355	-8	-3	-3	2	3	-1	0	1	0	2	8	5
	Wiener Neustadt	270	2	-2	-1	0	-1	-2	-1	-1	-1	0	3	4
	Vöslau	251	5	2	3	1	1	2	2	2	4	3	5	1
	Gumpoldskirchen	232	0	4	1	-2	1	0	0	-1	2	2	1	0
	Mödling	232	2	-3	-2	-1	2	2	1	1	4	1	2	-1

Tabelle 12.

Normalwerte des Niederschlages (mm Wasserwert) für die Periode 1881—1930 (nach Lauscher 1938)

Gebiete	Stationen	Seehöhe	Monate												Jahr
		m	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Nördliches Vorland	Wien, Hohe Warte	203	40	32	45	60	70	75	82	65	54	54	43	50	670
	St. Pölten	273	33	28	36	65	83	94	105	86	61	46	38	43	718
	Linz	306	58	41	63	75	97	118	144	112	80	61	58	71	978
	Kremsmünster	390	60	50	58	81	107	120	151	126	96	68	57	67	1042
	Gmunden	430	89	78	97	124	127	131	169	155	129	92	74	99	1356
	Salzburg	420	64	55	68	100	140	189	215	175	141	91	65	76	1379
Nördliche Voralpen	Lilienfeld	377	101	66	74	96	134	143	145	104	92	69	75	87	1186
	Mariazell	853	68	67	68	88	101	138	147	146	123	79	67	80	1172
	Lunz am See	615	115	77	93	142	176	239	206	224	120	88	80	88	1648
	Bad Ischl	469	111	94	106	114	149	195	236	210	166	106	102	124	1711
	Weißbach a. Attersee		88	92	110	103	148	194	214	204	118	105	128	80	1610
Kalkhochalpen u. Grauwackenzone	Rax, Seilb.-Bergstation	1546	67	42	61	109	83	114	171	118	152	77	54	45	1093
	Präbichel	1230	122	99	102	136	140	163	206	203	149	109	94	102	1725
	Altaussee	951	165	151	123	154	170	237	278	249	200	139	134	170	2170
	Feuerkogel	1577	255	234	165	191	163	249	300	268	202	189	187	238	2640
Ennstal	Radstadt	856	53	43	46	76	86	118	161	150	85	65	64	70	1017
	Admont	648	74	54	56	73	96	140	154	155	110	75	60	87	1134
Mur- u. Mürztal	Tamsweg	1003	35	31	24	52	69	83	87	115	71	51	37	40	695
	Neumarkt	827	25	22	36	51	69	103	115	115	82	68	53	35	774
	Bruck a. Mur	480	35	31	45	62	73	99	106	99	78	64	45	44	781
Zentralalpen	Stolzalpe	1160	33	25	52	70	92	98	125	125	88	75	57	43	883
	Seckau	854	29	24	42	68	78	99	116	115	86	63	42	35	797
Östliche Vor-alpen und Grazer Bergland	Schöckl	1436	25	44	41	50	84	149	147	122	79	77	46	40	904
	Birkfeld	623	29	32	40	55	85	115	125	106	84	67	48	43	829
	Mönichkirchen	979	44	42	66	92	105	140	148	116	109	79	64	48	1053
	Semmering	1000	62	52	76	85	98	127	124	120	101	75	57	58	1055
Östl. Vorland	Graz	369	28	27	42	68	79	118	129	115	96	81	50	41	874
	Bad Gleichenberg	297	39	34	54	78	81	108	112	108	93	81	60	49	897
	Wiener Neustadt	267	29	27	32	52	68	83	88	75	69	50	36	33	642

Tabelle 13.

Die Jahresniederschlagsmenge in den Jahren 1939—1949 und in der Periode 1881—1930

(Die infolge unvollständiger Registrierung unsicheren, durch Interpolation ermittelten Werte sind eingeklammert.)

Gebiete	Stationen	Seehöhe m	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	Mittel von 1881—1930
Nördliches Vorland	Wien, Hohe Warte	203	720	667	991	577	568	906	631	622	568	643	686	805	709	681
	St. Pölten	273	(700)	884	1040	720	558	(912)	(700)	722	569	596	889	743	757	720
	Sooss	280	(800)	(866)	(834)	(700)	(630)	940	(770)	(675)	669	789	1085	789	—	713
	Petzenkirchen	252	(989)	(904)	(1271)	(759)	(805)	(912)	(780)	(814)	598	807	1088	702	767	868
	Amstetten	277	1062	1005	1271	827	(789)	1313	(850)	798	963	931	1083	856	866	931
	Steyr-Christkindl	364	1078	1084	1321	1056	890	1436	1189	1010	816	1160	1187	960	(902)	953
	Kremsmünster	390	1108	987	1169	870	834	1294	1041	836	866	1117	1135	924	933	1034
	Gmunden	430	1281	1074	1215	887	972	1246	(1280)	(1100)	(1122)	1294	1380	1110	1169	1274
	Salzburg	420	1251	1236	1304	1317	1058	1819	(1900)	(1350)	976	1253	1434	1132	1204	1389
Höhere nördliche Voralpen und Bergstationen in diesen	Mariabrunn	226	820	1012	1110	702	643	1033	(720)	(700)	720	829	976	897	861	816
	Eichgraben	300	(867)	(965)	(1049)	(847)	(673)	(1023)	(850)	(750)	582	783	953	946	863	876
	Lilienfeld	377	1276	1366	1496	1153	(856)	1466	(1350)	962	968	1022	1358	1138	1168	1137
	Waidhofen a. Ybbs	358	1238	1336	1713	1186	(1125)	1602	1192	* 987	967	1199	1445	1162	1127	1110
	Kirchdorf a. Krems	432	1233	981	1426	1093	1104	1525	(1300)	912	945	1282	1444	(1025)	—	1205
	Eibensee	429	1869	1788	1931	1721	1553	2394	(1400)	1492	1657	1773	2140	1529	1440	1746
	Mondsee	488	1663	1502	1843	1540	1484	2273	(1450)	(1450)	1509	1844	(1730)	—	—	1581
	Hallein	460	(1463)	(1500)	(1814)	(1542)	1336	2171	(1900)	1168	1520	1462	1606	1217	1301	1374
	Schwarzau i. Gebirge	612	1255	(1450)	(1310)	1074	1063	1718	(1250)	1016	1066	1293	1458	1210	1096	1132
	Mariazell	853	(1205)	1182	1272	1028	1121	1538	(1500)	(1048)	(1150)	1410	(1470)	1064	980	1224
	Lunz am See	615	1758	1726	2155	1475	1557	2170	1741	1277	1333	1883	2052	1601	1376	1565
	Reichramming	380	1733	(1450)	(1720)	(1200)	(1400)	1899	1942	1409	1227	2096	1668	(1392)	1316	1441
	Bad Ischl	469	1603	1632	1905	1671	1656	2267	1501	1377	1612	1526	2058	1531	1345	1718
	Goisern	500	1436	1588	1753	1571	1666	1990	(1500)	1254	1233	(1450)	(1955)	—	—	1633
	Bürgeralpe b. Mariazell	1574	1225	1723	1736	1107	1117	1990	(1600)	1254	1233	1405	1659	1442	—	1221
	Feuerkogel	1577	2758	2562	3054	2357	2621	(1976)	(2900)	(1800)	1840	2201	2531	1841	1622	2683
Nördliche Kalkhochalpen	Veitsch	708	956	810	733	722	—	948	(1150)	(750)	772	1073	1056	937	(846)	869
	Eisenerz	737	1298	1261	1485	1136	1275	1389	1514	1075	1315	1391	1748	1360	1180	1318
	Windischgarsten	601	1309	1341	(1622)	1313	1380	(1890)	(1600)	(1082)	1325	1634	1734	1355	(1087)	1375
	Altaussee-Salzberg	954	2052	2213	2452	2059	2283	3319	(2100)	(1700)	2050	2507	2780	1932	1962	2222
	Hallstatt	525	1608	1613	1846	1665	1976	2208	(1600)	1616	1563	1881	2280	1688	1424	1735
	Präbichel	1230	(1044)	(1258)	(1688)	(1244)	1505	(1600)	(1700)	(1500)	1141	1542	1558	1178	1295	1585
	Kaiserau	1120	(1150)	(1300)	1561	1099	1280	1745	1467	1002	1070	1333	1535	1352	1128	1460
	Hollhaus	1609	(1900)	(1300)	(1350)	(1400)	(1300)	(1500)	(1900)	(1500)	1398	1857	(1927)	1562	1256	1765
	Ramsau	1278	1162	1063	1276	1163	1340	1278	1224	(1250)	1149	1210	1287	1068	959	1260

Forts. Tab. 13.

Gebiete	Stationen	Seehöhe m	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	Mittel von 1881—1930
Salzach-, Enns- und Paltental	Bischofshofen	545	931	328	951	876	1036	1278	(1200)	824	801	941	1056	928	(874)	996
	St. Martin a. Grimming	690	(1000)	(900)	(1000)	(900)	(1000)	(1138)	(900)	(1000)	(1000)	1348	1437	—	—	1014
	Admont	648	1089	1139	1289	960	1081	1164	(1400)	872	1001	1285	1503	1270	1004	1172
	Hieflau	517	1724	1768	1806	(1314)	(1450)	(1550)	(1400)	1325	1430	1776	2099	(1367)	1552	1558
	Trieben	708	872	903	997	807	1022	1271	(1350)	903	925	1025	1316	1105	—	1157
Mürz-, Mur- und Liesingtal	Mürzzuschlag	660	899	793	770	656	855	1043	943	773	716	806	961	845	919	898
	Bruck a. Mur	483	734	696	801	587	691	825	(700)	(550)	631	808	802	904	789	807
	Leoben	532	742	760	651	532	590	709	612	552	561	737	(780)	—	—	783
	Neumarkt	842	672	770	700	625	706	829	930	821	738	895	706	778	908	740
	Tamsweg	1003	(681)	692	695	628	640	(932)	736	679	655	683	657	766	756	768
	Mautern	713	1051	834	914	778	815	(750)	(800)	(750)	744	912	1087	1095	874	552
Zentral- alpen	Stolzalpe	1160	902	872	778	727	930	1027	675	913	905	852	(850)	—	—	883
	Seckau	854	(700)	(800)	(700)	(700)	(800)	(850)	(650)	(750)	677	732	752	872	—	797
	Oberwölz	820	(950)	776	672	593	728	825	(650)	761	702	786	835	751	808	894
	St. Nikolai	1126	(1218)	1064	1081	(1079)	1116	1196	1053	1030	969	1054	1182	1089	1024	1253
Östliche Voralpen und Grazer Bergland	Reichenau	487	987	934	853	710	743	1086	(900)	840	914	897	999	816	880	941
	Semmering	1000	1074	820	977	(800)	597	1219	(950)	(900)	1413	1231	1358	1263	—	1039
	Schöckl	1436	841	1056	1016	875	979	1302	(900)	935	994	1234	(867)	1106	1235	1017
	Birkfeld	623	765	675	779	725	796	958	(750)	746	790	886	800	(838)	(1096)	865
Östliches Vorland	Weiz	477	724	1014	888	666	886	(1200)	657	670	764	841	732	838	950	902
	Fürstenfeld	276	687	1021	773	691	728	(862)	(700)	(700)	(650)	737	695	766	874	808
	Grazer Universität	369	788	1026	871	647	819	1026	(650)	815	661	815	681	734	824	895
	Bad Gleichenberg	297	783	1073	888	730	775	942	(700)	707	776	762	710	970	1257	909
	Wiener Neustadt	268	865	735	734	552	(539)	(717)	(530)	481	591	439	(669)	856	601	661

Tabelle 14.

Monatliche und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge in Prozenten der Jahressumme auf einem Querschnitt durch die Ostalpen (nach Wissmann 1927)

	Im Jahr mm	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahreszeitliche Schwankungen	Mai bis Sept.
Linz*	789	5	6	7	6	10	13	13	13	9	6	5	7	17	23	40	20	23	58
Kremsmünster*	1080	5	5	7	7	10	11	14	13	10	7	5	6	16	24	38	22	22	58
Kirchdorf*	1168	6	6	9	8	9	10	13	11	9	7	5	7	19	26	34	21	15	52
Klaus a. Steyr*	1722	7	7	9	7	7	10	14	11	8	6	6	8	22	23	35	20	15	50
Spital a. Pyhrn*	1422	6	8	9	5	7	12	13	13	8	6	6	7	21	21	38	20	18	53
Pyhrnpaß (Haßeck)*	1366	6	7	9	6	7	11	15	13	8	6	5	7	20	22	39	19	20	54
Liezen*	1091	5	6	8	7	8	10	15	14	9	6	5	7	18	23	39	20	21	57
Irdning*	981	5	4	6	6	8	12	15	15	12	7	4	6	15	20	42	23	27	62
Donnersbachau*	940	6	3	6	6	8	11	16	15	12	6	5	6	15	20	42	23	27	62
Donnersbachwald*	1190	4	5	6	5	9	12	16	15	10	7	5	6	15	20	43	22	28	62
Oberwölz*	750	3	3	6	8	8	12	16	16	9	8	7	4	10	22	44	24	34	61
Neumarkt*	740	3	3	5	6	9	10	18	17	11	8	5	5	11	20	45	24	31	65
Hüttenberg*	753	2	3	4	6	11	14	17	15	11	8	5	3	8	21	46	25	38	68
Guttaring ^o	808	3	2	5	7	11	14	14	15	10	10	5	4	9	23	43	25	32	64
St. Georgen am Längsee ^o	871	3	3	5	6	10	14	13	15	11	11	5	4	10	21	42	27	30	63
Klagenfurt ^o	1031	3	3	6	7	10	11	13	13	11	11	7	5	11	23	37	29	26	58
Kappel an der Drau ^o	1208	3	3	7	7	9	12	12	12	9	13	7	6	12	23	36	29	24	54
Mitterdorf (Wochein)*	2008	4	6	8	8	9	9	9	8	9	13	10	7	17	25	26	32	15	44
Görz*	1668	4	4	7	7	10	11	8	9	11	14	9	6	14	24	28	34	20	49

* 1876—1900

^o 1881—1900

Tabelle 15.

Monatliche und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge in Prozenten der Jahressumme auf einem Schnitt von West nach Ost (nach Wissmann 1927)

	Im Jahr mm	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahreszeitliche Schwankungen	Mai bis Sept.
Zell am See*	1034	4	5	5	5	9	13	17	14	10	7	5	6	15	19	44	22	29	63
Bischofshofen*	998	4	5	5	6	8	12	16	15	11	6	5	7	17	19	42	22	25	61
Radstadt*	1107	5	5	5	6	9	12	16	15	11	6	4	6	16	20	43	21	27	63
Schladming*	1022	5	5	7	6	8	11	16	14	10	7	5	6	16	21	41	22	25	59
Gröbming*	998	6	4	6	5	8	12	15	15	11	7	5	5	15	20	42	23	27	62
Irdning*	981	5	4	6	6	8	12	15	15	12	7	4	6	15	20	48	23	27	62
Liezen*	1091	5	6	8	7	8	10	15	14	9	6	5	7	18	23	39	20	21	56
Admont*	1165	5	5	9	6	9	11	16	14	9	6	4	6	16	23	41	20	25	59
Hieflau*	1756	6	6	8	7	9	10	14	13	9	6	6	6	18	24	36	22	18	54
Lackenhof nordwestl. Mariazell ^o	1567	6	5	8	8	11	13	11	11	8	7	5	7	18	27	35	28	17	54
St. Pölten ^o	732	5	3	7	9	12	13	14	13	8	7	4	5	13	28	40	19	27	70
Wien ^o	651	6	4	8	9	12	12	12	10	7	9	5	6	16	29	34	21	18	53
Preßburg ^o	646	6	4	7	10	10	11	11	10	7	11	6	7	17	27	32	24	15	49

* 1876—1900

^o 1881—1900

Tabelle 16.

Zahl der Tage mit Schneedecke (Z) und mittlere Daten über Beginn (B) der ersten und Ende (E) der letzten Schneedecke sowie Anomalie (ΔZ) gegenüber den ermittelten Normalwerten (nach Conrad u. Winkler 1931)

Gebiete	Stationen	B	E	Z	ΔZ
Nördliches Vorland	Wien	9. 12.	24. 2.	33	- 2
	St. Pölten	30. 11.	14. 3.	47	+ 2
	Amstetten	3. 12.	5. 3.	48	+ 3
	Steyr	28. 11.	14. 3.	47	- 1
	Kremsmünster	28. 11.	14. 3.	55	- 4
	Wels	4. 12.	20. 2.	39	-11
	Ort bei Gmunden	1. 12.	16. 3.	57	- 6
	Ried im Innkreis	1. 12.	18. 3.	56	- 8
	Salzburg	23. 11.	28. 3.	67	+ 3
Nördliche Voralpen	Kahlenberg	26. 11.	25. 3.	61	- 5
	Mariabrunn	30. 11.	7. 3.	38	- 1
	Rekawinkel	25. 11.	23. 3.	49	- 6
	Frankenfels	17. 11.	1. 4.	73	+ 5
	Scheibbs	30. 11.	17. 3.	53	- 8
	Waidhofen a. Ybbs	26. 11.	20. 3.	61	+ 6
	Weyer	23. 11.	28. 3.	68	+ 8
	Grünau	26. 11.	15. 3.	40	-11
	Kirchdorf a. Krems	28. 11.	16. 3.	58	- 6
	Ebensee	22. 11.	8. 4.	68	+ 4
	St. Gilgen	26. 11.	29. 3.	88	+ 8
	Mondsee	30. 11.	23. 3.	61	-10
	Hallein	25. 11.	29. 3.	79	+12
	Schwarza im Gebirge	15. 11.	31. 3.	72	-20
	St. Ägyd a. N.	16. 11.	4. 4.	81	- 4
	Mariazell	12. 11.	6. 4.	92	-26
	Gußwerk	13. 11.	12. 4.	116	+ 8
	Gaming	20. 11.	3. 4.	81	+17
	Lunz am See	12. 11.	12. 4.	100	+ 8
	Gr.-Hollenstein	1. 12.	30. 3.	75	+ 2
	Gams Forst	8. 11.	18. 4.	140	+31
	St. Gallen	19. 11.	2. 4.	95	+19
	Oberlaussa	12. 11.	11. 4.	129	+27
	Bad Ischl	19. 11.	30. 3.	83	+13
	Goisern	22. 11.	4. 4.	111	+37
Nördliche Kalkhochalpen	Rax	14. 10.	9. 5.	173	-27
	Mürzsteg	10. 11.	10. 4.	111	+ 1
	Frein	5. 11.	21. 4.	142	+23
	Niederalpl	6. 11.	29. 4.	149	+22
	Aflenz	23. 11.	26. 3.	97	-12
	Veitsch	17. 11.	23. 3.	97	- 6
	Weichselboden	11. 11.	14. 4.	122	+19
	Wildalpen	14. 11.	8. 4.	122	+32
	Bodenbauer	15. 11.	11. 4.	114	- 5
	Tamischbach bei Großreifling	21. 11.	4. 4.	112	+19
	Windischgarsten	18. 11.	2. 4.	84	- 5
	Spital a. Pyhrn	19. 11.	2. 4.	94	- 2
	Hasseg a. Pyhrn	5. 11.	3. 5.	143	+22
	Johnsbach	15. 11.	8. 4.	113	+ 4
	Göbl	17. 11.	11. 4.	126	+22
	Altaussee, Salzberg	6. 11.	2. 5.	165	+39
	Hallstatt, Salzberg	11. 11.	1. 5.	156	+26
	Gosau	11. 11.	15. 4.	140	+33
	Ramsau	5. 11.	22. 4.	145	+ 9
	Filzmoos	5. 11.	26. 4.	160	+28
	Abtenau	15. 11.	8. 4.	117	+13
Eisen- erzer Alpen	Eisenerz	16. 11.	13. 4.	108	0
	Radmer	11. 11.	12. 4.	106	+ 3
	Präbichel	15. 10.	9. 5.	173	+29

Gebiete	Stationen	B	E	Z	ΔZ
Salzach-, Enns- und Paltenal	St. Johann i. P.	20. 11.	2. 4.	111	+21
	Bischofshofen	23. 11.	27. 3.	104	+22
	Untertauern	5. 11.	5. 5.	168	+39
	Radstadt	11. 11.	10. 4.	120	+ 2
	Schladming	18. 11.	3. 4.	106	0
	Gröbming	15. 11.	31. 3.	98	-11
	Admont	14. 11.	1. 4.	110	+15
	Trieben	11. 11.	10. 4.	85	-19
	Wald am Schoberpaß	13. 11.	29. 3.	117	0
Mur-, Liesing- und Mürztal	Tweng	6. 11.	18. 4.	140	- 4
	Zederhaus	8. 11.	14. 4.	127	-16
	Muhr im Lungau	11. 11.	12. 4.	125	-11
	Weißbriach	16. 11.	7. 4.	130	- 6
	Tamsweg	18. 11.	6. 4.	116	-14
	Preblitz	16. 11.	31. 3.	91	-36
	Judenburg	30. 11.	29. 3.	86	-20
	St. Lambrecht	10. 11.	10. 4.	121	-12
	Seckau	17. 11.	25. 3.	103	-13
	Fohnsdorf	18. 11.	13. 3.	70	-37
	Knittelfeld	27. 11.	21. 3.	74	-22
	St. Michael	15. 11.	11. 4.	111	- 9
	Mautern	14. 11.	31. 3.	87	-17
	Leoben	26. 11.	11. 3.	72	- 7
	Bruck a. Mur	27. 11.	7. 3.	65	- 8
	Mürzzuschlag	19. 11.	4. 4.	93	- 6
Zentral- alpen	Obertauern	10. 10.	5. 6.	215	+30
	Oberwölz	21. 11.	29. 3.	100	-17
	Pusterwald	10. 11.	8. 4.	116	-17
	St. Johann a. Tauern	11. 11.	6. 4.	99	-33
Glein- alpen- geb.	Hochalpe bei Leoben	22. 10.	23. 4.	146	+ 5
Östl. Voralpen und Grazer Bergland	Semriach	15. 11.	29. 3.	90	-19
	Teichalpe	2. 11.	23. 4.	133	- 9
	Passail	26. 11.	12. 3.	72	-25
	Fischbach	5. 11.	9. 4.	113	-17
	Kirchberg a. Walde	22. 11.	20. 3.	60	-19
	Friedberg	26. 11.	12. 3.	58	-31
	Semmering	17. 11.	30. 3.	95	-35
Östliches Vorland	Graz	30. 11.	2. 3.	64	+ 8
	Riegersburg	3. 12.	8. 3.	44	-12
	Pöllau	6. 12.	3. 3.	46	-18
	Fürstenfeld	9. 12.	24. 2.	41	- 4
	Kirchberg a. Raab	30. 11.	14. 3.	64	+10
	Weiz	4. 12.	4. 3.	46	-25
	Hartberg	10. 12.	4. 3.	46	- 9
	Wiener Neustadt	21. 11.	3. 3.	38	- 5
	Reichenau	26. 11.	6. 3.	45	-29

Tabelle 17.

Tage mit Schneedecke in 3 Orten des steirischen Ennsgebietes

Ort	im Monat	In den Jahren									
		1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949
Admont	Jan.	31	31	31	31	31	31	22	31	26	31
	Febr.	29	28	28	28	29	28	28	28	20	28
	März	17	19	17	8	31	22	8	27	3	29
	April	1	6	1	6	18	—	—	—	—	2
	Mai	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
	Juni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Juli	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Aug.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sept.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Okt.	4	2	—	—	—	3	—	—	—	—
	Nov.	1	12	13	17	—	20	5	6	2	4
	Dez.	31	24	31	31	28	20	31	27	15	27
Jahressumme:		114	122	121	121	155	124	94	119	66	121
Kaiserau	Jan.	n. b.	31	31	31	31	31	31	31	31	31
	Febr.		28	28	29	28	28	28	28	29	28
	März		31	20	31	31	31	31	31	31	31
	April		11	13	12	30	17	14	18	18	18
	Mai		5	1	3	2	—	—	—	—	3
	Juni		1	—	—	—	—	—	—	—	—
	Juli	„	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Aug.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sept.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Okt.	n. b.	10	—	—	1	6	—	—	—	2
	Nov.	„	13	13	21	23	12	13	12	7	18
	Dez.	„	17	22	25	31	20	31	29	19	29
Jahressumme:		n. b.	151	144	145	175	145	148	139	135	160
Stainach	Jan.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	31	19	n. b.	n. b.	n. b.
	Febr.						28	28			
	März						13	10			
	April						—	—			
	Mai						—	—			
	Juni						—	—			
	Juli						—	—			
	Aug.						—	—			
	Sept.						—	—			
	Okt.					„	—	—			
	Nov.					16	—	1			
	Dez.	„	„	„	„	28	16	29	„	„	„
Jahressumme:		n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	44	88	87	n. b.	n. b.	n. b.